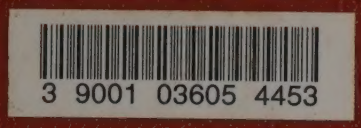

3 9001 03605 4453

LES
ROCHES SÉDIMENTAIRES
DE FRANCE

MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS

MÉMOIRES

POUR SERVIR À L'EXPLICATION

DE

LA CARTE GÉOLOGIQUE DÉTAILLÉE DE LA FRANCE

LES ROCHES SÉDIMENTAIRES

DE FRANCE

ROCHES SILICEUSES

PAR

LUCIEN CAYEUX

MEMBRE DE L'INSTITUT ET DE L'ACADÉMIE D'AGRICULTURE
PROFESSEUR AU COLLÈGE DE FRANCE ET À L'INSTITUT NATIONAL AGRONOMIQUE
COLLABORATEUR PRINCIPAL AU SERVICE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

PARIS
IMPRIMERIE NATIONALE

1929

Univ. of Arizona Library

552,5
f C38ks

AVANT-PROPOS.

Sous le nom d'*Introduction à l'étude pétrographique des Roches sédimentaires,* j'ai publié, en 1916, un ouvrage qui, par son titre même, comportait une suite, consacrée à l'analyse systématique de ces roches. Pour mener à bien une pareille analyse, il ne fallait rien moins que la pleine satisfaction de deux conditions rigoureusement nécessaires, à savoir, la possibilité d'entreprendre et de poursuivre une étude de très longue haleine, et celle, non moins importante, d'en publier les résultats avec l'appui d'une illustration largement adéquate au sujet. L'heureuse rencontre de toutes les circonstances favorables à mon dessein me permet d'inaugurer aujourd'hui une étude des *Roches sédimentaires de France* avec un mémoire spécialement consacré aux roches siliceuses.

A ma chaire du Collège de France, qui me laisse toute latitude dans le choix des sujets de cours, je dois le privilège de pouvoir faire des roches sédimentaires l'unique objet de mes recherches et de mon enseignement. Je suis redevable au Service de la Carte géologique de France de cet autre avantage, inestimable à l'heure actuelle, d'être imprimé dans ses Mémoires. Aussi, rien ne m'est-il plus agréable que de remercier, une fois encore, son éminent Directeur, M. P. Termier, du précieux concours qu'il ne cesse de me donner, et de l'assurer de ma vive gratitude.

C'est chose superflue, n'est-il pas vrai, que d'insister sur la nécessité d'une étude systématique de nos roches sédimentaires. La terminologie actuellement employée, la constitution de ces roches, ainsi que leur origine, soulèvent d'innombrables questions. Faute de les connaître, ne fût-ce que dans leurs grands traits, beaucoup de sédiments anciens

ont reçu des appellations qui ne répondent nullement à leurs caractères intimes. J'ose espérer qu'il n'est point d'autre domaine, en sciences naturelles, où l'imprécision soit de règle comme dans celui des roches sédimentaires. Je me suis donné pour tâche de les passer toutes en revue dans mon enseignement, autant pour les mieux définir et les mieux connaître, que pour appeler l'attention sur les ressources infinies qu'elles assurent aux jeunes chercheurs, en quête de sujets neufs et d'études fécondes. Point n'est besoin de franchir de grands espaces et de sortir de nos frontières pour les trouver, ces sujets. Notre ignorance en la matière est telle qu'il suffit d'observer tant soit peu, pour qu'ils s'offrent immédiatement à nous. A lui seul, le Bassin de Paris, quoique fouillé sans trêve depuis plus d'un siècle, tient en réserve une multitude de problèmes dont l'intérêt dépasse de beaucoup le cadre de la pétrographie.

La présente étude est la reproduction presque *ne varietur* de mes leçons professées au Collège de France de 1922 à 1926, les quelques changements se bornant presque toujours à des additions nécessitées par l'examen de nouveaux matériaux.

En visant spécialement les roches sédimentaires de France, je ne me suis pas interdit de faire entrer en ligne de compte des types étrangers, estimant que l'intérêt même du sujet l'exigeait parfois. On n'eût sans doute pas compris qu'une analyse du loess et des vases fluviatiles, par exemple, ne mît pas au premier rang le loess de Chine et les limons de débordement du Nil. Dans cet ordre d'idées, j'espère n'avoir pas transgressé les limites compatibles avec l'objet principal de mon programme.

De propos délibéré, je n'ai pas donné la bibliographie complète des questions traitées, parce que l'étude des *Roches sédimentaires de France* n'est pas, et ne doit pas être, un traité de pétrographie. Mais, si je ne m'abuse, j'ai suffisamment rendu justice à mes devanciers pour ne point encourir le reproche de faire miennes les découvertes d'autrui.

Fidèle à la méthode suivie, depuis mes débuts au Collège de France,

j'ai assuré aux principaux faits exposés le bénéfice d'une démonstration au microscope, après chacune de mes leçons et, souvent, d'un échange de vues avec mon auditoire, aussi bien pour donner plus de force à mes conclusions que pour écarter de mon enseignement toute apparence de dogmatisme. J'ose espérer que les avantages escomptés en ce faisant ne sont point illusoires, et qu'ils atténueront les imperfections de l'œuvre projetée. En tout état de cause, ma reconnaissance est acquise à mes auditeurs.

Il est à prévoir que, plus d'une fois, le lecteur manifestera quelque surprise de ce que les roches analysées ont donné lieu à des développements fort inégaux, et souvent disproportionnés au rôle qu'elles jouent dans la nature. Est-il besoin d'observer qu'en préparant ce mémoire avec des données qui, à peu d'exceptions près, me sont personnelles, j'ai dû me borner, et renoncer à traiter toutes les questions passées en revue avec l'importance que chacune d'elles comporte. De là, un manque d'équilibre entre les descriptions successives. Seul, l'avenir y pourra porter remède, en fournissant les éléments nécessaires pour que la place réservée à chaque type de roches soit ramenée à de justes proportions.

Lorsqu'en 1897 j'exprimais le vœu que mes premières recherches fissent naître en France le désir de pénétrer le secret des roches sédimentaires, mon appel resta sans écho. Ce n'est pas sans une profonde satisfaction que je vois se dessiner aujourd'hui un mouvement très marqué en leur faveur. Je me plais à espérer que la description des roches sédimentaires de France recevra des chercheurs le même accueil que l'Introduction à leur étude qui l'a précédée, et, qu'à son exemple elle contribuera à guider leurs premiers pas. A dire vrai, mon ambition est plus grande. J'estime que l'heure est venue pour tout géologue de savoir ce que sont exactement les roches banales qu'il foule sans cesse aux pieds, de les nommer correctement et, mieux encore, d'en connaître la véritable signification au point de vue de l'histoire de la terre. Plus on réfléchit à la tâche du géologue

actuel, et plus elle semble paradoxale en quelque manière. Analyser, classer les terrains, puis en déchiffrer l'agencement — sans savoir au juste de quoi ils sont faits — n'est-ce point un défi au bon sens? C'est en tout cas se priver d'une précieuse source d'informations pour l'étude des mers anciennes, et l'on peut ajouter, de la géologie générale.

On conçoit que pour écrire ce livre j'ai dû faire appel à bien des concours, ne fût-ce que pour réunir les matériaux nécessaires à mes analyses. Je prie les nombreux correspondants qui me sont venus en aide de trouver ici l'assurance de ma vive gratitude. J'en offre également l'expression à mon préparateur, M. A. Randoin, dont la collaboration matérielle m'a été fort utile, au cours de mes recherches, et qui a largement contribué à la correction de mes épreuves typographiques; à MM. Ragot et Massard, pour le talent dont ils ont fait preuve, non moins que pour leur souci d'être les fidèles interprètes de la vérité, dans l'exécution des microphotographies et des héliogravures; et, enfin, à M. l'Ingénieur Merle, Chef des travaux graphiques au Service de la Carte géologique détaillée de la France, qui, par sa grande obligeance et l'intérêt qu'il a porté à l'impression de mon mémoire, a beaucoup facilité ma tâche.

Laboratoire de Géologie du Collège de France.

15 Novembre 1926.

LES
ROCHES SÉDIMENTAIRES
DE FRANCE.

INTRODUCTION.

Du point de vue pétrographique, la roche sédimentaire se résout, comme la roche éruptive, en une association de minéraux. Mais, eu égard à la présence très fréquente de restes organiques, il importe d'élargir et de préciser la définition. On peut dire qu'une roche sédimentaire est :

Une association de minéraux;

Une association de minéraux et d'organismes;

Une association d'organismes.

Tout complexe de cette nature est une roche sédimentaire, quel qu'en soit l'état d'agrégation. Un sable est une roche au même titre qu'un quartzite.

Composition des roches sédimentaires. — Les roches sédimentaires ont une composition beaucoup plus simple que les roches éruptives. On y trouve, comme éléments essentiels : la *silice*, le *carbonate de chaux* et l'*argile;* et comme éléments accessoires ou accidentels, susceptibles dans certains cas d'engendrer à eux seuls d'importants dépôts : la *dolomite*, le *phosphate de chaux*, le *sulfate de chaux*, des *composés ferrugineux* (oxydes, carbonates et silicates) et des *matières organiques* (combustibles).

Facteurs de différenciation. — En dépit de leur composition très simple, les roches sédimentaires varient à l'infini, et cela pour trois raisons :

1. Les éléments essentiels et accessoires peuvent s'associer en toutes proportions.

2. Certains de ces éléments, doués d'un extraordinaire polymorphisme, revêtent non seulement des formes, mais des états très différents. Par exemple, la silice, qui est à cet égard l'élément le plus intéressant, se rencontre dans les roches sédimentaires sous forme de quartz, de calcédonite, de pseudo-calcédonite, d'opale, de quartzine et de lutécine. De plus, elle constitue le squelette de la plupart des Spongiaires et des Radiolaires, sans parler des Diatomées, et c'est alors qu'elle varie à l'extrême, au point de vue morphologique. De même, le dimorphisme du carbonate de chaux, représenté par la calcite et l'aragonite, est une cause de variabilité, d'ailleurs négligeable en comparaison des changements d'aspect que revêt cette substance pour engendrer le squelette de la majeure partie des Invertébrés.

3. Enfin, ces roches, toutes originellement meubles, ont été soumises à des influences diverses qui en ont plus ou moins modifié les caractères physiques en les consolidant. Sans vouloir aborder ici l'analyse des facteurs qui transforment les dépôts à dater de leur formation, observons simplement que la consolidation est un phénomène sous-marin ou continental et qu'elle peut se produire avant, pendant, et après l'émersion.

Classification et terminologie des roches sédimentaires. — Les classifications, qui ont une importance capitale dans le monde vivant dont elles reflètent les enchaînements naturels, en ont beaucoup moins dans le domaine minéral. Il serait d'ailleurs prématuré d'exposer et de discuter à présent les principes fondamentaux d'une classification rationnelle des roches sédimentaires. En bonne logique, cette étude doit servir de couronnement à l'analyse détaillée et approfondie des matériaux constituants; elle doit la suivre et non la précéder. N'empêche que la question retiendra notre attention à chaque instant. Pour décrire, il faut grouper, ordonner, c'est-à-dire classer. En sorte que le jour où le problème de la classification générale se posera, les données en seront toutes préparées.

Il y a, dans les considérations qui précèdent, le principe d'un groupement des roches sédimentaires, exclusivement fondé sur la chimie, dont je m'inspirerai en étudiant successivement les roches siliceuses, les roches calcaires (et dolomitiques), puis les roches argileuses et, enfin, celles

qui résultent du développement exceptionnel des éléments accessoires ou accidentels.

Autant que possible, j'utiliserai la terminologie en usage sans m'interdire d'en souligner les imperfections non moins que l'insuffisance, et, au besoin, de proposer quelques réformes.

ROCHES SILICEUSES.

Origine de la silice. — En dernière analyse, la silice des roches sédimentaires dérive de la désagrégation et de la décomposition des roches éruptives et cristallophylliennes.

Le phénomène libère de la silice à trois états différents :

1. Grains de quartz, inaltérables, représentés par le quartz clastique. Les roches acides en sont la source principale.

2. Silice soluble, fournie par la décomposition des silicates alcalins, alcalino-terreux et ferro-magnésiens, et, dans une très faible mesure, par l'attaque superficielle des grains de quartz. La presque totalité de cette silice est transportée à la mer, où elle sert à former le squelette des Spongiaires et des Radiolaires, ainsi que les carapaces de Diatomées. Le reste est fixé dans le résidu de décomposition.

3. Silice combinée, sous forme de silicate d'alumine hydraté (argile), dans laquelle les Diatomées, et peut-être les Spongiaires, trouvent une partie de la matière de leur squelette.

De ces différents types de silice dérivent directement deux catégories de roches :

1. Les roches siliceuses d'origine essentiellement *détritique*.

2. Les roches siliceuses d'origine essentiellement *organique*.

La remise en mouvement de la silice organique, postérieurement à la sédimentation, engendre un troisième groupe :

3. Les roches siliceuses d'origine essentiellement *chimique*.

Telles sont les trois grandes divisions établies dans l'ensemble des sédiments siliceux [1].

[1] Sauf indication contraire, les analyses chimiques ont été faites par M. Lassieur, docteur ès sciences, directeur des Laboratoires de chimie de la Préfecture de Police.

Le lecteur voudra bien noter, une fois pour toutes, que le dosage de la *silice soluble* a été opéré par la méthode suivante : peser 1 gramme de la roche pulvérisée. Traiter pendant un quart d'heure, dans une capsule de porcelaine, à la température du bain-marie bouillant, par 50 centimètres cubes de solution de carbonate de soude à 5 p. 100. Filtrer et laver. Aciduler la solution par l'acide chlorhydrique, évaporer à sec au bain-marie. Dessécher à l'étuve à 105° jusqu'à disparition complète de l'odeur d'acide chlorhydrique, évaporer à sec. Reprendre par 2–3 centimètres cubes d'acide chlorhydrique concentré, puis après cinq minutes de contact, ajouter 50 centimètres cubes d'eau bouillante. Filtrer, laver, jusqu'à ce que les eaux de lavage ne présentent plus la réaction des chlorures avec le nitrate d'argent. Calciner le filtre et le précipité encore humides; peser.

PREMIÈRE PARTIE.

ROCHES SILICEUSES

D'ORIGINE ESSENTIELLEMENT DÉTRITIQUE.

Par raison de méthode et pour aller du simple au composé, j'analyserai d'abord les types meubles où l'on retrouve le sédiment originel peu ou point modifié, pour étudier ensuite les dépôts consolidés, dont l'histoire se complique de l'intervention d'éléments secondaires qui agglutinent les minéraux et organismes primitivement libres.

CHAPITRE PREMIER.

ROCHES SILICEUSES DÉTRITIQUES NON CONSOLIDÉES.

Moins que toutes les autres, peut-on dire, les roches de cette catégorie, qui comptent pourtant parmi celles que l'on foule aux pieds le plus souvent, n'ont été jugées dignes d'une étude d'ensemble.

La nomenclature employée pour les désigner comprend une série de termes qui ne préjugent nullement de la nature minérale des matériaux; aussi requiert-elle l'usage de qualificatifs pour être utilisée dans une classification fondée sur l'argument chimique. Par elle-même, elle implique une notion de *volume* et exceptionnellement une notion de *forme*.

Les matériaux en question constituent, en réalité, une série ininterrompue dans laquelle on établit des coupures qui ne répondent jamais à des entités. Tout arbitraires qu'elles soient, ces coupures s'imposent dans le langage courant et, par ailleurs, elles répondent au besoin de classer qui est en nous. Les uns sont arrondis et les autres anguleux avec tous les passages entre les types extrêmes. Répartis par ordre de grandeur, les dépôts siliceux meubles, d'origine détritique, constituent les catégories suivantes :

ÉLÉMENTS ARRONDIS.	ÉLÉMENTS ANGULEUX.
—	—
Blocs.	Blocs.
Galets.	"
Graviers.	Graviers.
Sables.	Sables.
"	Poussières et boues.

A l'exception d'un seul terme, tous sont indifféremment employés pour désigner des matériaux de forme absolument quelconque. Théoriquement, le vocable galet est réservé aux éléments d'un certain volume, plus ou moins arrondis. Dans la pratique, faute de ressources suffisantes, on l'applique couramment à des dépôts de plages, sans tenir compte de leurs caractères morphologiques, et l'on dit, par exemple, que des galets marins sont

arrondis ou anguleux. En revanche, lorsqu'il est question d'éboulis sur les pentes, cet abus de langage ne se commet jamais.

Un autre défaut de cette échelle est de n'être point fixe, quant aux limites de ses divisions. Ce qui est galet pour l'un est bloc pour l'autre, et l'imprécision est encore plus grande pour l'acception du terme gravier. La rigueur, en la matière, est une question de convention. Certes, les données numériques ne manquent pas pour fixer les limites de chaque catégorie, mais elles varient suivant les pays, et trop souvent suivant les individus. Une entente est désirable à cet égard.

Voici quelques chiffres :

M. J. Thoulet distingue des pierres et galets d'un poids supérieur à 5 grammes, trois sortes de graviers d'un diamètre moyen s'échelonnant entre 14 mm. 16 et 3 mm. 85, avec un poids inférieur à 5 grammes, et onze catégories de sables au diamètre moyen compris entre 1 mm. 92 et 0 mm. 13, plus un dernier type qualifié de fin-fin n'atteignant que 0 mm. 04. La question est de savoir si une telle multiplication des subdivisions présente un réel intérêt pratique. Dans la négative, qui est, je crois, la vérité, un pareil classement est inutile. La notion de poids me paraît devoir être écartée parce qu'elle implique une question de densité et que deux éléments de même volume, mais de poids spécifique différent, peuvent être rangés dans des groupes dissemblables[1].

F. H. Hatch et R. H. Rastall[2] admettent quatre termes :

Blocs	$0^{m}10$
Galets	$0^{m}10 - 0^{m}025$
Sables	$0^{m}025 - 0^{mm}05$
Poussières et limons	$< 0^{mm}05$

J'ai adopté, pour mes recherches personnelles, une échelle à cinq termes :

Blocs	20^{cm} et au delà
Galets	$20^{cm} - 5^{cm}$
Graviers	$5^{cm} - 5^{mm}$
Sables	$5^{mm} - 0^{mm}05$
Poussières et boues	$< 0^{mm}05$

[1] J. Thoulet, Précis d'analyse des fonds sous-marins actuels et anciens, 1907, p. 56 et 61.

[2] F. H. Hatch and R. H. Rastall, The Petrology of the sedimentary Rocks, 1913, p. 30 et suiv.

BLOCS (siliceux).

(20^{cm} et au delà.)

Leur origine est, à peu de chose près, celle des galets dont il va être question. On peut distinguer des blocs *marins*, *fluviatiles* (torrentiels), *glaciaires* ou *erratiques*. Il y a, en outre, des blocs d'origine continentale, qui n'ont point leur équivalent dans la série des galets, tels sont les blocs des éboulis sur les pentes et des matériaux résultant d'un phénomène d'érosion de longue durée, comme les blocs de granite et certains blocs de grès (blocs de grès de Fontainebleau, « cailloux » de Stonne, etc.). Parmi ces blocs, il en est qui gisent isolément, loin de tout autre élément de même origine. Ces matériaux sporadiques ont même origine que les précédents et sont engendrés *in situ*, par démantèlement et érosion, ou simplement par enlèvement des sables, lorsqu'il s'agit de blocs primitivement isolés et noyés dans des sables. En réalité, ces matériaux ne relèvent pas du tout des dépôts détritiques proprement dits.

GALETS (siliceux).

(20^{cm} – 5^{cm}.)

Le terme galet évoque l'idée de fragments de roches, voire de minéraux, de nature quelconque, siliceuse dans l'espèce, plus ou moins arrondis, et dont les dimensions sont comprises entre les limites définies.

D'une manière générale, les caractères morphologiques des galets dépendent de toute une série de facteurs : composition, forme initiale des matériaux convertis en galets, origine (marine, fluviatile, etc.), et intensité des actions mécaniques qui les ont façonnés. Ils peuvent être sphériques, ovoïdes, ellipsoïdaux, très allongés, plus ou moins aplatis, polyédriques, irréguliers, avec tous les passages aux éléments tels qu'ils sont après la fragmentation des roches dont ils procèdent. Je reviendrai sur ce point en étudiant les galets d'origine différente.

Mode de formation déduit d'expériences. — *Expérience de Daubrée.* — Les matériaux sont enfermés en présence de l'eau dans un cylindre horizontal, soumis à un mouvement de rotation autour de son axe. En opérant à la vitesse d'un mètre par seconde, des roches très dures comme le granite et

le quartz s'arrondissent rapidement. Des fragments anguleux de la grosseur du poing à celle d'une noisette, après un trajet de 25 kilomètres, perdent leurs angles, s'arrondissent et se convertissent en galets ne différant en rien des galets naturels, tant au point de vue de la forme que de l'aspect. L'usure se fait par frottement et par choc; d'abord rapide, elle décroît à mesure que les angles s'émoussent. Dès que les fragments sont tout à fait arrondis, elle progresse avec une extrême lenteur, à moins que les éléments ne se brisent par choc. Alors que les matériaux anguleux diminuent des 4/10 de leur poids après un parcours de 25 kilomètres, les éléments arrondis ne perdent plus que 1/100 à 1/400 pour la même distance [1]. Règle générale, les produits éliminés par les galets en voie de formation sont transformés en sable et limon. La moindre usure à la fin de l'opération ne tient pas seulement à la disparition progressive des angles, comme le pense Daubrée, mais à la moindre action des chocs, en présence du sable et du limon protégeant les galets, ainsi qu'à la diminution du poids des matériaux et de leurs surfaces frottantes.

Expérience de Fayol [2]. — L'auteur place 6 kilogrammes de cailloux anguleux de granite et de quartz, de la grosseur du poing, dans un cylindre de 0 m. 40 de longueur et de 0 m. 28 de diamètre. Au bout de 360 journées de rotation, correspondant à un parcours de 12,000 kilomètres, tous les cailloux sont arrondis, le granite ayant perdu 30 p. 100 et le quartz 15 p. 100 de son poids [3].

Ainsi que le Rév. Bonney [4] l'a fait remarquer très judicieusement, les expériences de Daubrée, et l'on peut ajouter celles de Fayol, ne sont pas d'une application générale, car les conditions réalisées ne le sont dans la nature que dans le cas particulier des marmites de géants. Les matériaux se déplaçant en masse dans un cylindre de faible diamètre, il se fait un continuel

[1] A. Daubrée, Études synthétiques de géologie expérimentale, 1879, p. 249.

[2] H. Fayol, Études sur le terrain houiller de Commentry, 1886, *in* de Lapparent, Traité de géologie, 5e éd., 1906, p. 185.

[3] La rapidité de l'usure des matériaux calcaires a été mise en évidence depuis longtemps par la fabrication des billes de marbre. De petits fragments de marbre enfermés dans des tonneaux pleins d'eau, soumis à un mouvement de rotation autour de leur axe, s'arrondissent très vite sous l'action du frottement et se transforment en billes sphériques.

[4] Rev. T. G. Bonney, Rounding of Pebbles by alpine Rivers (*Geol. Mag.*, N. S., D. III, vol. V, 1888, p. 285-286).

bombardement aboutissant rapidement à une forme arrondie. En sorte que le déplacement de 25 kilomètres, pour arriver au résultat indiqué, doit être tenu pour un minimum.

En présence des résultats de cette double série d'essais, on ne peut s'empêcher de remarquer à quel point ils sont discordants, sans qu'on sache pourquoi. Si le granite était seul en jeu on pourrait chercher l'explication de cette divergence dans une question de fraîcheur des fragments utilisés, mais l'écart observé dans la vitesse d'érosion s'applique également au quartz qui devait être sensiblement le même de part et d'autre. Au fond, les expériences de Daubrée et de Fayol ne sont point comparables dans leurs résultats, faute de connaître les dimensions du cylindre employé par Daubrée, ainsi que le poids des matériaux sur lequel il a opéré.

Conclusions. — A la suite de ces différents essais, on ne peut affirmer qu'une chose, c'est qu'après un trajet plus ou moins long, les fragments anguleux soumis aux expériences se convertissent en galets parfaits, quels qu'en soient le coefficient de dureté et l'état d'agrégation, et que le résidu de la trituration est formé de sable et de limon. La transformation radicale des caractères morphologiques est le résultat d'une série de chocs subis par les matériaux projetés les uns contre les autres et contre les parois du cylindre qu'ils mitraillent sans interruption, ainsi que de la friction et de l'érosion des éléments en mouvement dans une eau de plus en plus chargée de sable.

Mécanisme de la formation des galets déduit de l'observation. — A défaut d'expériences nous renseignant sur les différents procédés employés dans la nature pour le façonnement des galets, l'observation fournit matière à de nombreuses constatations suffisantes pour nous éclairer à ce sujet. Dans ce domaine, le champ d'investigations est ouvert à tout le monde.

L'analyse visuelle du mécanisme y démêle une série de facteurs agissant séparément ou non. Au total, le phénomène peut être exclusivement dynamique, ou à la fois dynamique et chimique lorsque l'eau entre en jeu. Les principaux facteurs qui concourent à la formation des galets sont les suivants :

1. *Choc.* — *A.* Choc contre un obstacle (falaise, amoncellement de blocs au pied d'une falaise, parois du canal d'écoulement des torrents, etc.).

B. Choc mutuel (cordons littoraux, torrents, etc.).

2. *Rotation.* — *A.* Rotation horizontale autour d'un axe vertical susceptible d'expliquer la formation de certains galets plats.

B. Mouvement de révolution en tous sens.

C. Rotation avec choc et frottement contre une paroi solide (marmite de géants).

3. *Glissement.* — Quand les courants sont impuissants à soulever les matériaux, la translation peut se faire par glissement. En ce cas, les éléments se déplacent sur un fond d'argile, de sable, de graviers, de galets, sur un substratum rocheux, etc. Ils peuvent alternativement glisser et rouler sur eux-mêmes, si la pente varie, ou si la puissance du courant change.

4. *Friction.* — *A.* Friction sans interposition de sable, laquelle est plutôt rare.

B. Friction en présence de sables. Les galets vont par groupes associés à une petite quantité de sable, ou cheminent isolément au sein d'une eau très chargée de sable. Le premier cas est plus favorable à l'usure que le second, car l'interposition d'une masse notable de grains amortit les chocs et empêche les galets de frotter les uns contre les autres.

C. Friction par le sable. Les galets restent en place et le sable en mouvement en use la surface libre.

5. *Érosion par l'intermédiaire de la glace.* — Ex. : cailloux glaciaires.

6. *Érosion par le vent,* ou plus exactement par des poussières et sables transportés par le vent.

Modes de progression de l'érosion. — Le dégrossissement des matériaux qui aboutit à la formation de galets se fait par différents processus susceptibles d'intervenir simultanément.

1. Fragmentation de la roche qui abandonne une série de menus éclats.

2. Dissociation des éléments, c'est-à-dire que les grains composants se détachent les uns après les autres. Le phénomène n'est autre qu'une désagrégation progressive, d'origine mécanique.

3. Fragmentation des éléments composants.

4. Dissolution.

Sauf dans le dernier cas, les progrès de l'érosion n'entraînent pas l'anéantissement des parties détachées.

Classification des galets. — De par leur origine, les galets peuvent être répartis en galets *marins*, *fluviatiles*, *glaciaires* et *éoliens*.

Galets marins. — Rien n'est variable comme la composition, le volume, et l'on peut ajouter, la forme des galets marins.

D'une manière générale, leur composition est fonction de celle des côtes voisines, ce qui prouve, entre parenthèses, qu'ils disparaissent avant d'accomplir un long parcours. Par exception, ils engendrent des amas homogènes. C'est le cas, notamment, pour les levées de galets de silex, édifiées au pied des falaises crayeuses de la Manche. Sur les plages du Morbihan, M. Ch. Barrois a observé une très grande variété de roches : granite, pegmatite, gneiss, pyroxénite et quartz, avec quelques cailloux étrangers, repris à d'anciennes plages soulevées. Une variété non moins grande est connue en un même point le long des rivages du Cotentin (La Hague).

Le volume des éléments est également sujet à de grandes variations, ce qui ne les empêche pas de se rassembler généralement par catégories, résultat de la préparation mécanique qui se fait par mer descendante.

Quoique très changeante la forme des galets de mer est, en moyenne, très arrondie, et, le plus souvent, il ne subsiste rien de leur silhouette première. Sur les grèves du Morbihan, M. Ch. Barrois a observé des galets ellipsoïdaux, aplatis, ovalaires, allongés suivant l'un des axes, et parfois même polyédriques, avec cette particularité qu'ils réalisent les formes les plus globuleuses au voisinage des grands courants. Sur certaines plages les éboulis du granite gardent indéfiniment leurs arêtes, le courant étant impuissant à les rouler. De plus, on peut trouver à la fois, mais en des points divers, des galets roulés et des galets polyédriques à angles à peine émoussés, engendrés sous l'influence d'un seul et même agent, qui est le courant de marée, avec l'aide des lames.

Dans la grande masse des matériaux transportés et façonnés par les courants, les vagues et les marées, il peut se trouver des galets remaniés empruntés, soit

à des conglomérats anciens du voisinage, soit à des plages dites soulevées. L'érosion en est toujours très avancée. L'association en un même point de galets de même taille, très inégalement usés, peut être la conséquence d'une pareille remise en mouvement.

L'aire de dispersion des galets, ainsi mis en mouvement par les flots, est limitée à la zone littorale. Pour plus de précision, il faut ajouter que ces matériaux constituent un élément essentiel des plages et se retrouvent en grand nombre dans la série des dépôts littoraux proprement dits.

Mode de transport. — La question n'est vraiment du ressort de la géologie que dans le cas particulier où l'eau de mer intervient seulement comme milieu et non comme agent de transport direct. Le problème en vue n'est autre que celui de la dispersion et plus rarement de la concentration des galets par les glaces, les plantes et les poissons. Maintes fois, on a fait appel à ces agents pour expliquer la présence des galets, notamment à l'époque de la craie, en des points où elle est anormale. Il importe donc de savoir comment ils opèrent aujourd'hui, et dans quelle mesure les matériaux qu'ils déplacent trahissent leur intervention.

Galets d'origine glaciaire. — Leur transport est assuré par des glaces flottantes (icebergs) et par des glaces côtières (banquises). Les premières ne sont qu'un agent de médiocre importance. Par contre, les autres peuvent accomplir un travail de grande envergure. Tel est le cas pour les banquises qui, franchissant des dizaines de degrés en latitude, s'en vont déposer leur charge de matériaux sur le banc de Terre Neuve, que l'on sait résulter de leur accumulation sur une surface de 125,000 kilomètres carrés. Les amas de pierres engendrés dans ces conditions témoignent d'une extrême variabilité, au double point de vue pétrographique et morphologique. De plus, on trouve rassemblés en un même point des blocs, galets, graviers et sables, c'est-à-dire des éléments de toutes tailles sans l'ombre de préparation mécanique.

Les glaces flottantes jouent, en réalité, un double rôle. Elles concentrent, par places, les dépôts qu'elles charrient, et en même temps, à mesure qu'elles fondent en gagnant les basses latitudes, elles dispersent des pierres isolées sur leur parcours.

Les matériaux de cette origine se rencontrent isolément ou par groupes, en des endroits où leur présence est au premier abord absolument incompatible

avec les conditions de milieu : distance à la côte, profondeur et nature des sédiments en voie d'accumulation.

Le propre de ces éléments est d'être exotiques et de faire contraste à tous égards avec les sédiments qui les englobent.

Il se peut qu'il y ait des matériaux se réclamant de cette origine dans la série sédimentaire ancienne. La craie blanche de Purley, en Angleterre, par exemple, a fourni un bloc arrondi de granite dont le diamètre dépassait un pied anglais. Ce bloc était accompagné d'une série d'éléments plus petits et roulés, ainsi que d'un sable granitique, le tout étant supposé originaire de Scandinavie. Pour Godwin-Austen les glaces seules peuvent avoir servi de véhicule à un pareil complexe.

Maints auteurs ont fait intervenir les glaces flottantes pour expliquer l'existence de galets, isolés ou non, en des points où les courants, les vagues et les marées sont incapables de les transporter dans les conditions ordinaires [1].

Galets marins transportés par les plantes [2]. — De nombreux exemples de transports de galets, voire même de blocs, par les plantes sont actuellement connus. En voici quelques-uns :

Ch. Darwin raconte que Chamisso, le naturaliste qui accompagnait Kotzebue, a constaté que les habitants de l'archipel Radack, groupe d'îles coralliennes situées au milieu du Pacifique, se procuraient les pierres nécessaires pour aiguiser leurs outils en fouillant les racines d'arbres amenés par la mer sur les côtes de leurs îles. Or ces dernières se trouvent à des distances énormes de toutes terres, autres que des îles coralliennes.

Le capitaine Ross a trouvé dans un petit archipel du groupe Keeling, à 600 milles de Sumatra, un morceau de grès arrondi, un peu plus gros que la tête, qui aurait été transporté dans les racines de quelque gros arbre.

Au cours de son voyage à la Terre de Feu, Ch. Darwin a observé une algue, *Macrocystis pyrifera*, vivant sur les rochers, jusqu'à une grande profondeur, sur les côtes et dans les canaux intérieurs. Des représentants de cette algue sont assez forts pour soulever de grosses pierres sur lesquelles ils sont fixés, et cependant il en est qui sont tellement lourdes qu'un homme ne peut les sortir de l'eau pour les hisser dans un canot. Si l'on ajoute que ladite

[1] L. Cayeux, Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires (*Mém. Soc. Géol. Nord*, t. IV, 2, 1897, p. 423).

[2] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 421.

plante a été rencontrée avec une longueur de 360 pieds par le capitaine Cook à la terre de Kerguelen et que le Dr Hooker la signale avec 700 pieds de longueur dans sa Flore antarctique, on peut se faire une idée de la puissance de transport de ces végétaux.

Au dire de Ch. Lyell, le Dr Beck a constaté que *Fucus vesiculosus* est susceptible d'enlever des pierres de plusieurs pieds de diamètre, lesquelles sont rejetées par les vagues sur les plages. On rencontre souvent cette plante avec des coquilles fortement adhérentes à des centaines de milles de son point d'origine.

En conséquence les algues et les souches pourvues de leurs racines, quoique passives dans leur intervention, sont d'excellents agents de transport. Aussi des géologues les ont-ils fait intervenir pour expliquer l'existence de galets isolés dans la craie. Des éléments groupés peuvent se réclamer de la même origine, car les racines d'une même souche sont susceptibles d'emprisonner des centaines de galets et blocs.

Galets transportés par les animaux[1]. — De nombreuses constatations démontrent également que divers animaux aquatiques (phoques, reptiles, squales, turbots, congres, etc.) avalent des pierres, petites et grosses, et peuvent les entraîner au large à de grandes distances.

Il n'est pas probable que les animaux aquatiques aient joué un rôle très appréciable, en tant qu'agents de dissémination des galets, car, à ma connaissance, on n'a jamais signalé de poisson fossile accompagné d'une ou plusieurs pierres dont il aurait été le véhicule.

Les matériaux, ainsi transportés indirectement par la mer, et, en réalité, soustraits à son action érosive, ont des compositions et des formes quelconques. Il est à peu près de règle qu'on les trouve isolés en des milieux où la finesse et la pureté des sédiments semblent en exclure la présence. A cet égard, qu'il s'agisse de glaces flottantes, de végétaux ou d'animaux, le résultat est toujours le même, et jamais, pour ainsi dire, les galets ne portent en eux-mêmes la preuve que leur transport est l'œuvre de tel ou tel de ces agents de transport. Quoi qu'il en soit, tout galet isolé dans les dépôts littoraux d'eau profonde et, *a fortiori*, dans une formation pélagique ancienne, pose toujours une question intéressante à laquelle il convient de s'arrêter.

[1] L. Cayeux, *op. cit.*, p. 422.

Galets fluviatiles. — On sait que l'usure des cailloux est plus ou moins rapide suivant le régime des cours d'eau et leur nature lithologique. Des observations de Fayol il résulte que, dans les cours d'eau torrentiels du bassin de Commentry, un parcours de 5 à 6 kilomètres suffit pour réduire de 0 mm. 20 à 0 mm. 02 le diamètre des morceaux de gneiss et de micaschiste, et qu'après un parcours double, ces matériaux sont transformés en grains fins et limon. En raison de sa structure feuilletée, le micaschiste se détruit deux fois plus vite que le granite et la granulite. Des fragments de grès houiller de même dimension sont entièrement désagrégés après un déplacement de 1 kilomètre à 1 km. 5 [1].

Dans le même ordre d'idées, on sait que les gros blocs calcaires que l'Hérault reçoit de ses affluents dans sa traversée du Jurassique disparaissent complètement après un parcours de 40 kilomètres.

Partiot a noté la rapidité avec laquelle les grosses pierres que roule la Loire diminuent de volume et se transforment en sable et limon. Les éléments calcaires du Jurassique et du Crétacé, en particulier, sont très vite détruits et convertis en sable et vase.

Composition. — Veut-on se maintenir sur le terrain des généralités, on peut dire que dans un cours d'eau de quelque importance la composition des galets change avec la nature des terrains traversés. Par exemple, un fleuve tel que la Loire, qui entame un grand nombre de formations, se décompose en une série de secteurs, chaque secteur étant caractérisé par des galets de composition différente, empruntés aux terrains voisins ou situés à faible distance en amont. Bien entendu, le passage d'un secteur à l'autre se fait plus ou moins graduellement, et il y a même des matériaux qui les franchissent tous pour aller se déposer en temps de crue non loin de l'embouchure [2].

[1] On ne manquera pas d'observer que la vitesse d'usure déterminée par Fayol dans la région de Commentry est très supérieure à celle que font supposer les expériences précitées. Pour A. de Lapparent, l'accélération résulte pour partie de l'action de l'air et des variations de température. En tout cas, les mêmes matériaux mis en expérience dans un cylindre soumis à un mouvement de rotation en présence de l'eau s'usent moins vite que dans les cours d'eau. L'intensité des actions mécaniques n'est sans doute pas étrangère à cette différence.

[2] D'après Partiot, entre Le Puy et Saint-Étienne, le lit de la Loire est encombré de pierres noires, empruntées au massif volcanique qu'elle traverse. A peu de distance, ces pierres diminuent de grosseur, disparaissent et sont successivement remplacées par des roches cristallophylliennes, tertiaires, jurassiques, qui ne sont d'ailleurs pas exemptes de mélange. Puis les silex

Cette règle n'empêche pas qu'en un point donné la composition des galets fluviatiles puisse être très variable. Pour ne citer qu'un exemple, notons que dans les alluvions anciennes de la Seine à Ivry, j'ai reconnu différentes roches éruptives originaires du Morvan (granites de plusieurs types, granulites, pegmatites, diabases, etc.), quelques échantillons de calcaire jurassique, des grès et meulières, du calcaire grossier de plusieurs sortes, et le tout subordonné à d'innombrables silex de la craie.

Volume. — La grosseur des éléments diminue de la source vers l'embouchure, sous la double influence de l'usure progressive et surtout de la diminution graduelle de la puissance de transport, laquelle est fonction de la pente et, partant, du profil en long du cours d'eau. Non loin de Nantes, la Loire déplace tout au plus des galets de 4 à 5 centimètres de diamètre en temps de crue, et à son embouchure elle ne charrie guère que du sable et de la vase[1]. En principe, tout cours d'eau déplace très peu de galets dans la partie du lit qui réalise son profil d'équilibre en long, et ce n'est qu'en période de crue qu'il est susceptible de les entraîner.

Caractères morphologiques. — Ils sont non moins variables que la composition des galets. Deux cas sont à distinguer : Si le cours d'eau est soumis au régime torrentiel, les galets, comme les blocs, peuvent être tout aussi arrondis que les matériaux façonnés par la mer, et l'on trouve effectivement parmi eux de nombreux galets parfaits. Dans le cas contraire, les matériaux gardent une forme générale anguleuse qui trahit nettement le contour primitif des éléments. En définitive, cette forme générale anguleuse fournit la caractéristique fondamentale des galets fluviatiles, observés en masse.

Un même dépôt d'alluvions peut faire place à des galets de taille compa-

abondent du côté de Gien, etc. Je puis ajouter qu'en Loire-Inférieure, les plus gros matériaux sont d'origine régionale. Ce sont des morceaux de phyllades, schistes, quartzites, gneiss, micaschistes, quartz, feldspaths avec quelques représentants des terrains d'amont, tels que silex originaires de la Touraine, etc.

[1] Daubrée a reconnu, il y a longtemps, que si les galets des cours d'eau vont en décroissant de volume de la source à l'embouchure, cette diminution n'est pas due seulement à l'usure. Il a démontré par l'observation directe qu'un triage constamment répété se fait sur le fond, les plus gros des galets restant de plus en plus en arrière, le résultat de ce départ étant finalement un classement des galets par ordre de grosseur de l'aval vers l'amont. En réalité, beaucoup de galets s'immobilisent dans le lit même, où ils cessent de réduire leur volume.

rable, parvenus à des états d'usure très différents. Par exemple, les alluvions anciennes de la Seine m'ont fourni à Ivry, en des points voisins, deux galets, ou plus exactement deux blocs de granite, l'un arrondi et l'autre presque dépourvu de traces d'usure. Or les deux éléments sont de même nature, de même dimension, et ils ont certainement accompli le même trajet. Peut-être le dernier a-t-il été déplacé isolément sur un fond de sable, tandis que le premier a été roulé en compagnie d'autres. Des différences du même ordre ont une autre cause. On rencontre, en effet, de temps en temps dans les graviers pleistocènes de la Seine des galets parfaits, dans lesquels il faut voir des galets marins remaniés d'origine tertiaire.

Les galets fluviatiles sont ou non l'objet d'une préparation mécanique.

Décomposition des galets des alluvions anciennes. — Certains galets des alluvions anciennes peuvent s'altérer avec le temps, de manière à modifier complètement le caractère du dépôt. En Ardèche, par exemple, il existe des alluvions se rapportant à trois périodes distinctes. Les alluvions modernes du Chassezac, affluent de l'Ardèche, se résolvent en blocs et galets de roches éruptives et cristallophylliennes très fraîches, accompagnés de galets de quartz. Situées de 30 à 50 mètres au-dessus du fond de la vallée, les alluvions anciennes sont en voie de décomposition, et l'altération en peut être poussée assez loin pour que des galets et blocs soient tranchés avec la bêche ou la pioche avec la même facilité que l'argile. Le quartz reste intact. Si l'on passe aux alluvions anciennes des plateaux, on ne trouve plus guère que des cailloux de quartz, extérieurement rubéfiés, gisant au milieu d'une arène ferrugineuse, et de loin en loin accompagnés d'un élément de granite profondément altéré, se désagrégeant au moindre toucher. C'est ainsi que des alluvions, granitiques à l'origine, se convertissent en alluvions de quartz, en subissant une réduction de volume considérable. A moins de suivre la transformation pas à pas, on peut être tenté de conclure que le cours d'eau en question a traversé des terrains différents avec le temps.

Galets glaciaires. — Les matériaux glaciaires qu'on peut appeler galets, en raison de leurs dimensions et de leur forme, sont des cailloux invariablement polis et, par exception, striés. Transportés par un véhicule solide ils ont un volume quelconque et rien dans leur groupement ne ressemble à une préparation mécanique. Leur composition est infiniment variable et leurs contours

arrondis ou subanguleux, c'est-à-dire que leur forme première peut rester discernable, en dépit de l'usure et du polissage. En ce cas, ils réalisent un excellent type de cailloux à facettes, munis d'arêtes fortement usées.

Ces cailloux font partie de la moraine de fond et concourent à l'usure ainsi qu'au polissage du substratum. Les stries qu'ils portent sont éminemment superficielles et orientées en tous sens. La présence de ces stries, auxquelles on a attaché trop d'importance, est un caractère qui s'atténue très rapidement et s'efface quand les matériaux sont exposés à l'air et, par surcroît, il disparaît en un temps très court lorsque le torrent s'échappant du glacier s'en empare pour les incorporer à ses alluvions. Une expérience d'Ed. Collomb a montré qu'un mouvement de quelques heures dans un cylindre en présence d'eau et de sable, suffit pour faire disparaître toutes les stries. En réalité, une foule de cailloux glaciaires ne sont pas rayés ou ne le sont plus.

La présence de stries est d'autant moins le criterium par excellence des cailloux glaciaires que des galets peuvent être striés sans être d'origine glaciaire. Dans un milieu composé de blocs, de galets et de sable interposé, si pour une raison quelconque des mouvements relatifs se produisent (glissements, tassements, etc.), le résultat doit être fatalement la formation de stries sur les matériaux les moins durs, pour peu que la surcharge soit suffisante[1]. C'est sans doute par ce processus que des galets diluviens des environs de Paris ont été striés. Il importe d'ajouter que la présence de quelques stries sur un galet ne permet pas de le confondre avec un caillou strié d'origine glaciaire, lequel montre un grand nombre de stries sur une surface finement polie.

Galets éoliens. — A cette catégorie d'éléments se rapportent des matériaux qui diffèrent beaucoup entre eux, non seulement par leurs caractères morphologiques d'ensemble, mais par le détail des ornements qu'ils sont susceptibles de porter. Tous résultent du passage de grains de sable poussés par le vent sur des pierres isolées.

Un premier type réunit les *cailloux à facettes* proprement dits de l'Allemagne du Nord (dreikanter, kantergerölle des Allemands). On trouve notamment ces galets à la surface des plaines du Brandebourg, couverte d'argile à blocaux. Des vents chargés de sable, soufflant dans deux directions domi-

[1] St. Meunier, Recherche sur un mode de striage des roches indépendant des phénomènes glaciaires (*C. R. Ac. Sc.*, t. 118, 1894, p. 890-892).

nantes, attaquent et usent les pierres et finissent par engendrer deux facettes, non compris celle qui repose sur le sol. D'ordinaire les arêtes sont plutôt vives et le nombre de facettes ne dépasse pas trois, mais il arrive qu'elles se multiplient par suite du déplacement des matériaux. Toutes les roches peuvent acquérir ce curieux modelé. Le même phénomène a été observé en France, dans la vallée de la Brenne, sur des cailloux de quartz, originellement plats.

Un second type a pour représentant des *cailloux guillochés* [1] de forme quelconque, caractéristiques de l'érosion éolienne en pays désertique. Ils portent en relief des sortes de nervures, très fines, combinées de façon différente et aboutissant à un réseau plus ou moins compliqué. Les dessins qui en résultent défient toute description reflétant très fidèlement l'image du phénomène. Comme l'a montré Abel [2], il arrive que les lignes s'ordonnent en rayons autour d'un centre pour engendrer de curieux étoilements. Par surcroît, les éléments prennent un aspect cireux, ou pour mieux dire vernissé, suffisant à lui seul pour les différencier de tous les autres. De pareils galets ont été signalés dans les déserts d'Afrique et d'Amérique. D'après Foureau [3], le nombre en est particulièrement élevé au Nord du Sahara. La vérité est qu'au Sud de Figuig, par exemple, le sol en est jonché.

Les plus beaux que je connaisse sont originaires de l'île de Crète, où je les ai recueillis au fond d'une toute petite anse, dépendant de la baie de Kutri, à l'extrémité occidentale de l'île. Ce sont invariablement des cailloux de calcaire compact, burinés et sculptés par le vent de mer, chargé d'un sable calcaire, d'origine organique, et, par conséquent, doué d'un très faible pouvoir abrasif. Solidement agrégés aux matériaux de la plage par un ciment calcaire de formation récente, ils ne portent les traces de l'action éolienne que du côté libre. On y trouve, en plus des galets du type désertique ordinaire, des éléments ornés de protubérances arrondies communiquant aux échantillons un aspect mamelonné, concrétionné, verruqueux, voire même profondément corrodé. En outre, une série de cailloux, en nombre prédo-

[1] Le guillochis est un ornement composé de traits, de lignes qui se croisent avec symétrie, employé en bijouterie.

[2] O. Abel, Ueber sternförmige Erosionsculpturen auf Wüstengeröllen (*Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst.*, LI, 1902, p. 24-40, pl. II).

[3] F. Foureau, Quelques considérations sur les dunes et les phénomènes éoliens. *Mission saharienne. Documents scientifiques*, 1905. Fasc. II, p. 217, pl. XIX.

minant, réalisent le type jusqu'ici inconnu de *cailloux polyédriques guillochés*. Dans l'espèce, le résultat de l'action éolienne est double. Les circonstances de gisement sont telles qu'on ne peut faire intervenir de vents de sens contraire pour expliquer l'existence de facettes opposées [1]. Toutefois, vu les dimensions exiguës de la plage, dominée par une falaise, il se peut qu'il y ait une série de chocs en retour, produits par le sable ramené en arrière quand le courant se brise contre l'escarpement.

Le mécanisme même de la formation du guillochis reste indéterminé. A coup sûr, le dessin n'en préexiste pas dans les roches soumises à l'action éolienne, sous la forme de lignes de plus grande dureté qui seraient mises en évidence par le vent. Des essais de corrosion très lente sous l'influence d'eau à peine acidulée ne font rien supposer de pareil.

Relations entre la forme des galets et leur origine. — La question de la forme des galets et des conclusions qu'on en peut tirer a été traitée par différents auteurs et, notamment, par Gregory [2].

Quand on trouve un galet isolé, est-il possible de lui assigner une origine? La réponse est malheureusement négative, attendu que des galets marins peuvent rester anguleux et que des galets fluviatiles sont susceptibles de revêtir une forme parfaitement arrondie (torrents). Bref, entre la morphologie des galets et le milieu dont ils procèdent, il y a un lien insuffisamment étroit, pour que l'origine d'un galet puisse découler de sa forme. La question change quand, de l'élément isolé, on passe aux dépôts proprement dits. Faisant abstraction ici des matériaux d'origine glaciaire et éolienne, il est permis de dire qu'un groupement de galets de forme générale anguleuse trahit une érosion fluviatile, et qu'en général, une association de galets parfaits, répartis par ordre de grandeur, sous l'influence d'une préparation mécanique, révèle une intervention marine.

La seule difficulté de diagnostic pour les galets arrondis tient à la dualité d'origine possible, du fait que les galets torrentiels peuvent être, eux aussi, parfaitement arrondis. Les manières d'être des dépôts marins et torrentiels

[1] De beaux exemples de guillochis, d'origine éolienne, m'ont été fournis par les restes d'un dallage mis à découvert par les fouilles de Mycènes. Leur origine doit remonter à l'antiquité même, car le dallage a été retrouvé enfoui sous une épaisse couche de terre.

[2] H. E. Gregory, Note on the Shape of Pebbles (*Am. Journ. of Sc.*, 4e s., vol. XXXIX, 1915, p. 300-304).

sont suffisamment distinctes pour qu'on puisse se prononcer en toute certitude, mais alors ce n'est plus le galet lui-même qui sert de base au diagnostic mais le dépôt tout entier.

Déformation des galets. — *Cailloux impressionnés.* — On dit que des galets sont impressionnés lorsqu'ils pénètrent les uns dans les autres, en donnant naissance à des cavités plus ou moins profondes qui épousent très exactement la forme convexe des éléments voisins. Une condition est pour le moins nécessaire au développement de l'impression, il faut que les cailloux soient inclus et fixés dans des poudingues. En quoi la question relève de l'étude des roches cohérentes, mais il est préférable de la traiter à cette place. Le phénomène de l'impression offre ceci de particulier que les cavités sont régulières et creusées comme à l'emporte-pièce, même lorsque les matériaux en présence sont de nature identique. Un galet donné peut être impressionné en de multiples points — il en est qui comptent plus de vingt empreintes — et les cailloux en contact peuvent s'impressionner mutuellement.

Très fréquent dans certains poudingues à galets calcaires (nagelfluh), ce genre d'empreinte est également connu dans les poudingues à galets de quartz (poudingue pourpré du Cambrien, grès vosgien, etc.).

Les galets impressionnés ont été signalés un peu partout et dans des terrains d'âge très variable. En France, on les connaît depuis la base du Cambrien. Daubrée en a signalé plusieurs gisements dès 1879.

Les interprétations de ce singulier phénomène n'ont pas manqué. Daubrée les a résumées en disant : « qu'elles conduisent presque toutes à admettre qu'il y a eu nécessairement une très forte pression exercée par les galets les uns sur les autres, en même temps qu'un ramollissement, et, peut-être aussi, un certain mouvement qui aurait favorisé l'usure. La chaleur, l'eau ou divers agents chimiques auraient été les causes du ramollissement [1] ». De fait, nombreux sont les éléments ayant enregistré des actions mécaniques sous la forme de larges crevasses restées béantes, et nombreux sont également les cailloux impressionnés qui n'ont enregistré aucune trace de ces actions.

Fidèle à sa méthode, Daubrée a essayé de pénétrer le secret du mécanisme de l'impression par la voie de l'expérience. Dans une première opération, il plonge deux sphères calcaires dans de l'eau faiblement acidulée, en les sou-

[1] A. Daubrée, *op. cit.*, p. 383.

mettant à une pression de 10 kilogrammes. Non seulement le résultat est négatif, mais les sphères montrent l'une et l'autre une saillie à leur point de contact.

Dans une seconde opération, au lieu d'immerger les sphères, Daubrée les soumet à l'action d'une petite quantité d'eau retenue par capillarité. Si les deux sphères sont d'inégale grosseur et les calcaires de type un peu différent, l'une des deux boules se dissout de préférence à l'autre et avec le temps le résultat est l'impression très nette d'une sphère par l'autre, comparable à celle des cailloux impressionnés. Conformément à la marche du phénomène dans la nature « le plus grand rayon de courbure détermine généralement la concavité [1] ».

Bref, Daubrée admet que le processus en jeu n'est autre qu'une action dissolvante. Il en donne comme preuve la présence de calcite dans les poudingues calcaires et d'enduits de quartz cristallin à la surface des galets impressionnés de poudingues siliceux.

La dernière expérience de Daubrée conduit donc à penser que l'action de l'eau agissant par capillarité, sous pression, explique à elle seule le phénomène de l'impression. Toutefois la localisation de la dissolution d'un seul côté du point de contact des éléments n'est pas élucidée. J'estime que l'analyse micrographique des cailloux impressionnés, qu'on n'a jamais songé à faire, peut contribuer à éclairer le mécanisme de l'impression.

De nombreuses observations relatives à un phénomène analogue, sinon identique, visible en grand dans les minerais de fer oolithique de France, il résulte que le sujet est, en réalité, fort complexe. Tout minerai de fer dont les oolithes se touchent est assimilable à un poudingue formé d'éléments de très petite taille, juxtaposés [2]. Or, il est extrêmement fréquent que toutes les oolithes d'un pareil minerai pénètrent les unes dans les autres; en outre, de loin en loin, on en trouve qui sont en quelque manière serties dans des restes de Mollusques, voire même de Crinoïdes. Très souvent l'impression, limitée aux oolithes, marche de pair avec une déformation plus ou moins prononcée,

[1] A. Daubrée, *op. cit.*, p. 384.

[2] L. Cayeux, Le phénomène dit « de l'impression » dans les minerais de fer mésozoïques de France (*C. R. Ac. Sc.*, t. 176, 1923, p. 1334-1336).

Ibid. Les minerais de fer oolithique de France. II. Minerais de fer secondaires (*Ét. des Gîtes min. de la France*, 1922, p. 915-918).

impliquant une certaine plasticité, et l'intervention du facteur pression est démontrée par une fissuration des éléments. En d'autres cas, les oolithes et les organismes étant en jeu, le processus paraît réduit à un phénomène de dissolution, lequel ne change absolument en rien la microstructure de ce qui reste des organismes impressionnés par les oolithes. Enfin, mais très rarement, des éléments exclusivement organiques peuvent s'impressionner les uns les autres. Bref, dans le domaine des minerais de fer oolithique le phénomène est presque toujours d'ordre mécanique et il implique parfois une action dissolvante.

Tout bien pesé, il semble bien que le problème de l'impression n'ait pas été envisagé sous tous ses aspects et qu'il soit loin d'avoir livré tous ses secrets.

Importance de l'étude des galets au point de vue des phénomènes de consolidation. — Dès l'instant qu'une roche quelconque est convertie en galets, cela veut dire qu'elle était suffisamment consolidée pour n'être pas désagrégée sous l'influence des agents mécaniques au moment où elle a été remaniée. Or l'étude des galets permet d'affirmer dans certains cas qu'il s'est écoulé un temps très court entre le dépôt des matériaux d'un sédiment et sa transformation en galets, preuve que la consolidation s'est opérée très rapidement. C'est dans cet ordre d'idées que l'analyse attentive des galets peut fournir d'importantes lumières à la pétrogenèse. Deux exemples empruntés à des dépôts lacustres et marins suffisent pour bien poser la question.

Le bassin houiller de Commentry, notamment, a fourni des galets de charbon qui témoignent d'une transformation extrêmement rapide des débris végétaux en combustible. Empruntés à la couche en voie de formation, ils avaient déjà acquis tous leurs caractères physiques, alors que l'alluvion végétale continuait à se déposer. D'autre part, le Portlandien du Boulonnais fournit l'exemple de galets pour ainsi dire inclus dans les dépôts mêmes qui en ont fourni la matière. Dans l'un et l'autre cas, et surtout dans le premier, il s'agit d'une transformation et d'une consolidation particulièrement rapides des sédiments. En dehors du domaine des minerais de fer oolithique où le phénomène est pour ainsi dire banal, on ne connaît encore qu'un petit nombre d'exemples de cette sorte. Il est à prévoir que ce ne sont pas des exceptions. C'est en quoi l'observation des galets, l'étude de leur origine et la

question du temps qui s'est écoulé depuis le dépôt du sédiment qui les a fournis jusqu'au moment de leur formation peuvent revêtir une grande importance au point de vue génétique.

Difficulté de classer certains galets. — Tout en réservant la présente étude aux galets siliceux, j'ai été amené, par la force des choses, à parler des galets de roches éruptives et schistocristallines. Incorporés aux sédiments, en proportions parfois très prépondérantes, ces matériaux n'ont absolument rien de sédimentaire, ni dans leur origine, ni dans leur composition. On devine à quel obstacle on se heurte pour les faire rentrer dans des classifications particulières ou générales, fondées sur la composition minérale et chimique.

GRAVIERS (siliceux).

(5^{cm}–5^{mm}.)

L'étude analytique des graviers ne peut être faite que de redites, attendu qu'entre les galets et les graviers, il n'y a au fond qu'une différence essentielle tirée de l'ordre de grandeur des éléments. Observons, toutefois, que dans le langage courant il n'est question que de graviers marins et fluviatiles, et jamais de graviers glaciaires ou éoliens, et que le vocable s'applique indifféremment aux matériaux arrondis et anguleux.

SABLES (quartzeux).

(5^{mm}–$0^{mm}05$.)

La question des sables n'a jamais fait l'objet d'une étude d'ensemble. Toutes les données générales qu'on possède depuis longtemps dans ce domaine sont dues à H. C. Sorby[1]. Dès 1879, il traitait, sommairement il est vrai, de la constitution des sables, de leur examen, de la forme des grains, de l'identification des minéraux, etc. On peut dire qu'il a suffi de quelques pages à ce savant pour marquer une empreinte indélébile sur le sujet. Depuis Sorby, le problème n'a été envisagé dans sa généralité que par un petit nombre d'auteurs, au premier rang desquels il faut citer F. H. Hatch et R. H. Rastall[2],

[1] H. C. Sorby, On the Structure and Origin of non calcareous stratified Rocks (*Q. J. G. S.*, vol. 36, 1880, p. 46-92).

[2] F. H. Hatch and R. H. Rastall, Text-Book of Petrology, vol. II, 1913, p. 39 et suiv.

A. Harker[1], etc. A défaut d'analyses d'ensemble, les études de détail ne manquent pas, mais le nombre en est fort insuffisant pour fournir à la synthèse tous les matériaux nécessaires.

Définition des sables. — Deux caractères définissent le sable : l'état pulvérulent et la grosseur des éléments, fixée par des limites conventionnelles (5 mm.–0 mm. 05). La nature même du dépôt n'intervient en rien dans le diagnostic, si bien que l'on peut dire qu'un sable est une roche grenue et meuble, de composition quelconque. Il est donc nécessaire d'employer des qualificatifs pour fixer la composition minéralogique des sables. Au fond, les qualificatifs en usage jouent des rôles très différents dans la classification :

1. Ces qualificatifs précisent la nature de l'élément essentiel. Ex. : sable *siliceux* ou *quartzeux*, sable *calcaire*, sable *dolomitique*, sable *phosphaté*, etc.;

2. Ils mettent en évidence l'élément accessoire. Ex. : sable *calcarifère*, sable *argileux*, sable *glauconieux*, sable *micacé*, sable *feldspathique*, sable *aurifère*, etc.;

3. Ils font connaître le mode de formation des dépôts. Ex. : sable *glaciaire*, sable *fluviatile*, sable *éruptif*, sable *éolien*, etc.;

4. Ils soulignent l'origine première des éléments. Ex. : sable *corallien;*

5. Enfin, ils déterminent les caractères morphologiques des éléments constituants. Ex. : sable *cristallisé*.

Tel de ces qualificatifs, sans viser le moins du monde l'élément fondamental, le désigne implicitement. Ainsi quand on parle d'un sable glauconieux, il est sous-entendu qu'il est à base de quartz. Cela est vrai également pour les sables calcarifères, lesquels sont des sables essentiellement siliceux, plus ou moins chargés de matière calcaire.

Cette terminologie hétéroclite est un héritage du passé auquel il est bien difficile de renoncer.

Il résulte de ce qui vient d'être dit que tous les sables ne peuvent être passés en revue avec les dépôts siliceux. Il en est qui relèvent des calcaires, d'autres des dolomies, des phosphates, etc.

[1] A. Harker, Pétrographie. Introduction à l'étude des roches au moyen du microscope. Trad. O. Chemin, 1902, p. 290 et suiv.

Sables quartzeux.

L'étude des sables quartzeux actuels pose immédiatement la question de l'origine première de leurs éléments, c'est-à-dire des roches-mères. Il en va d'ailleurs de même pour beaucoup de sables anciens. De plus, il est des sables du Bassin de Paris, par exemple, subordonnés à l'Infracrétacé, au Landénien, etc., qui n'ont jamais fourni de fossiles et dont on ne peut dire s'il sont marins, lagunaires ou fluviatiles. Dans ces conditions, il importe de chercher si les différents agents de transport laissent sur les sables une empreinte qui en trahisse l'intervention. Déterminer la roche-mère des sables quartzeux et trouver un criterium des sables marins, fluviatiles, etc., tel est l'objet principal des analyses en vue.

Bien que tous les éléments d'un sable actuel ou tertiaire ne viennent pas en droite ligne des roches éruptives et cristallophylliennes dont ils dérivent, on doit s'attendre à ce que, dans certains cas tout au moins, ils aient gardé quelque chose de leur forme originelle. C'est pourquoi il importe de fixer dès maintenant les caractères morphologiques du quartz dans ce qu'on peut appeler leurs roches-mères. Par malheur, ces caractères ont toujours été déterminés d'après des coupes minces et non d'après les grains dissociés, tels qu'ils sont dans un granite ou un gneiss décomposé avant qu'ils ne soient remaniés. Dans cet ordre d'idées, presque tout reste à faire.

Mieux que les caractères morphologiques des grains de quartz, la considération de leurs inclusions et des espèces minérales, qui appartiennent en propre à certaines catégories de roches, permet de remonter aux formations-mères.

A. **Diagnostic de la roche-mère d'après la morphologie des grains de quartz.** — La question de la morphologie des grains de quartz, étudiée à la lumière des produits de désagrégation et de décomposition des roches éruptives et cristallophylliennes, prend une physionomie quelque peu nouvelle. Les caractères morphologiques, mis en évidence par l'analyse des grains de quartz dans les sections minces des granites, granulites, etc., au début de l'emploi du microscope dans l'étude des roches éruptives, sont loin de revêtir la même netteté dans les produits de désagrégation de ces roches. Par exemple, les granites fournissent avec les

éléments très irréguliers et anguleux de quartz (quartz dit granitique ou xénomorphe), considérés comme caractéristiques de cette roche, des grains de dimensions comparables en tous sens, tels que ceux des granulites. De même les granulites libèrent avec des grains de forme générale arrondie, très prépondérants, des grains très irréguliers et anguleux qu'il est impossible de séparer de ceux du granite. Aussi la distinction faite, au point de vue morphologique, entre le « quartz granitique » et le « quartz granulitique » paraît-elle trop radicale. Au surplus, la destruction des deux types de roches engendre des éléments allongés et aplatis susceptibles d'être confondus avec le quartz des roches schistocristallines. Il en résulte que, si les éléments d'un sable dérivaient exclusivement, soit d'un granite, soit d'une granulite, il serait de toute impossibilité d'en acquérir la preuve par l'examen des matériaux. C'est dire avec quelle circonspection il faut aborder la détermination des roches-mères d'après la morphologie des grains de quartz. A la vérité, elle n'est possible dans des conditions irréprochables que par la considération d'un grand nombre d'individus.

Cette réserve faite, il est bon de rappeler qu'en s'altérant les roches éruptives et cristallophylliennes libèrent au moins cinq variétés de grains : 1° grains extrêmement irréguliers (quartz dit granitique); 2° grains globuleux (quartz dit granulitique); 3° cristaux plus ou moins arrondis (quartz bipyramidés à prisme court ou non développé); 4° grains échancrés, lobés (quartz de corrosion); 5° grains aplatis et allongés [roches cristallophylliennes (*pars*)].

Il en résulte qu'avant de subir l'influence des agents de transport qui doivent les façonner, les grains de quartz fournis par la désagrégation et la décomposition des roches cristallines sont profondément différenciés. Aux uns, une longue trituration est nécessaire pour leur donner une forme arrondie; aux autres, une très faible usure suffit pour leur communiquer une apparence de grains très usés. *A priori*, il est probable que les sables reflètent ces différences dans une certaine mesure.

B. **Diagnostic de la roche-mère d'après les inclusions des grains de quartz.** — Les inclusions liquides et gazeuses se rencontrent à la fois dans le quartz des roches éruptives et dans celui des gneiss et micaschistes, mais elles sont, en moyenne, beaucoup plus nombreuses dans le premier que dans le second. La rareté de ces inclusions, observée dans un grand nombre

de grains en présence, est donc une présomption en faveur de l'origine cristallophyllienne du quartz.

A cet égard, les inclusions cristallines fournissent un criterium infaillible. L'existence d'un feutrage de microlithes de rutile, de petites baguettes de tourmaline, d'aiguilles de sillimanite, de cristaux d'andalousite, trahit une origine cristallophyllienne ou métamorphique.

Il va de soi que l'examen des grains montés dans le baume de Canada et taillés facilite beaucoup l'examen des inclusions. Ce mode d'observation est même de rigueur pour l'analyse des inclusions liquides et gazeuses.

C. **Diagnostic de la roche-mère fondé sur la présence de certains minéraux.** — A défaut d'inclusions, ou concurremment avec elles, certaines espèces minérales, appartenant en propre aux roches schistocristallines et métamorphiques, interviennent fort utilement pour remonter à l'origine des matériaux. Tel est le cas pour la glaucophane, l'andalousite, la sillimanite, le disthène, la staurotide, les grenats, le zircon, etc.

Pluralité d'origine des éléments d'un sable donné. — A ma connaissance, les sables qui ne renferment que des éléments dérivés d'une même roche-mère sont des exceptions. Je ne puis d'ailleurs leur rapporter pour le moment que des sables grossiers kaoliniques, formés sur place, ou déposés à proximité de leur point d'origine, condition nécessaire pour en exclure tout débris étranger.

Aux grains qui passent directement des roches cristallines dans le sable avec les formes propres aux différentes roches dont ils dérivent s'ajoutent généralement deux catégories d'éléments : des grains empruntés à des formations préexistantes dont l'évolution morphologique est déjà très avancée, puis des grains extraits de roches quelconques par des actions mécaniques diverses (écrasement, choc, frottement); ceux-ci représentent des éclats, des agrégats, et, d'une manière générale, des matériaux de forme anguleuse. On conçoit qu'une pareille diversité d'origine, laquelle est la règle, soit un élément de variété pour les sables et les empêche de se ressembler. Il arrive pourtant que tel agent de transport efface complètement les différences, originelles et acquises, pour leur imprimer, avec le temps, une très grande uniformité de caractères.

A quel signe peut-on reconnaître que les éléments d'un sable donné n'ont

pas la même histoire? Entre autres caractères on peut faire intervenir les suivants : Différences dans la nature des inclusions; grains d'égale grosseur observés à des degrés d'usure différents; grains de grosseur différente dont les plus petits sont les plus usés; coexistence d'espèces minérales qui ne sont jamais associées dans une même roche-mère, etc.

Données expérimentales sur la formation des sables. — Les expériences de Daubrée aboutissent, comme on l'a vu, à la formation de galets, sables et limons. Tous les faits relatifs à l'élaboration des sables, dans les conditions définies plus haut, se ramènent à quatre :

1. La trituration n'engendre pas de sables grossiers;

2. Les sables formés aux dépens des granites sont dépourvus de feldspaths, circonstance qui, d'après Daubrée, expliquerait la rareté des grès feldspathiques. En fait, cette variété de grès est très répandue;

3. Le sable obtenu reste indéfiniment anguleux;

4. Il existe une dimension limite, variable avec les conditions de milieu et la nature des matériaux, au delà de laquelle les grains flottent. Il est à noter que c'est précisément parce que cette limite est franchie dans les expériences que le sable reste anguleux. On s'explique ainsi qu'à grosseur égale des sables peuvent être caractérisés par des grains anguleux ou arrondis.

Un cinquième enseignement, complémentaire des précédents, mais non fourni par les expériences en question, est relatif aux sables moins fins. Lorsque les grains sont trop gros pour entrer en suspension dans l'eau, tout en étant assez fins pour suivre le mouvement du liquide, ils s'arrondissent en frottant les uns contre les autres à la façon des galets.

D'après Daubrée, le diamètre moyen des grains qui peuvent flotter dans l'eau faiblement agitée paraît être d'environ 0 mm. 1. Tout sable à grains de diamètre inférieur à 0 mm. 1 restera anguleux, alors que les éléments moins exigus s'useront et se transformeront lentement en grains plus ou moins arrondis. L'expérience prouve qu'il en est ainsi.

De cet ensemble de faits, il faut notamment retenir que les granules de quartz mesurant au plus 0 mm. 1 peuvent flotter presque indéfiniment dans l'eau très faiblement agitée et, par conséquent, franchir la zone des sédiments

terrigènes pour gagner le domaine pélagique proprement dit. Il en a été de même aux époques anciennes (craie).

A la suite de son étude des sables, pourtant très incomplète, Daubrée a formulé une conclusion générale que n'impliquent nullement ses observations et ses expériences, et qui n'en est pas moins l'expression de la vérité, à savoir que : *Chaque sable porte en lui-même une sorte de signalement de son origine et des conditions premières de sa formation* [1].

A la même époque exactement, Sorby concluait dans le même sens, en disant qu'un certain nombre de grains d'un sable donné peuvent nous enseigner leur histoire complète et jeter une grande lumière sur la nature des matériaux qui leur sont associés [2].

Mode d'observation des sables soumis à l'analyse qualitative. — L'idée qu'on se fait d'un sable varie beaucoup avec la façon de l'examiner, si bien que deux auteurs peuvent donner d'un même produit des descriptions très différentes. Aussi, pour obvier à pareil inconvénient est-il nécessaire de toujours suivre la même technique.

Voici comment je procède :

1. Examen à la loupe ordinaire d'une certaine quantité de sable sec placée dans un verre de montre. On peut de la sorte se rendre compte de la manière dont les grains se juxtaposent et fixer leurs caractères morphologiques.

2. Observation d'une prise d'essai dans l'eau, sous le microscope, en vue d'étudier les incrustations des grains et d'en déterminer la nature minéralogique.

3. Décapage des éléments : A. Le sable n'est pas calcaire. On en fait bouillir une pincée pendant quelques minutes dans l'eau étendue d'un peu d'acide chlorhydrique. B. Le sable est calcaire. Triturer délicatement les grains avec une brosse à dents pour les désincruster.

4. Étude du sable décapé et sec, à la loupe binoculaire, pour analyser les détails de la surface des grains et constater s'ils sont plus ou moins dépolis. Suivant leur couleur, les éléments sont observés en lumière réfléchie, sur fond blanc ou noir.

[1] A. Daubrée, *op. cit.*, p. 259.
[2] H.-C. Sorby, *op. cit.*, p. 49.

5. Montage dans le baume de Canada, en vue des déterminations minéralogiques et de l'analyse des inclusions.

6. Extraction des minéraux lourds; fixation dans le baume de Canada et détermination.

7. Photographie des grains secs à l'état libre.

Il est de la plus grande importance de définir le degré d'usure en observant toujours les grains dans les mêmes conditions. Un même sable examiné à l'état sec, puis immergé dans l'eau et, enfin, monté dans le baume de Canada, produit sur l'œil des impressions extrêmement différentes, quant au relief et aux détails de la surface des grains. La raison en est que le relief apparaît d'autant mieux que l'indice du milieu dans lequel les éléments sont plongés diffère davantage de l'indice moyen des minéraux analysés. L'eau, en particulier, atténue le relief des grains, fait disparaître les petites inégalités de la surface et modifie les caractères des cassures au point d'en masquer la fraîcheur. L'idéal, au point de vue de l'appréciation du relief, du degré d'usure, etc., est de toujours examiner les sables à l'état sec, avec une loupe binoculaire. En tout cas, il est désirable que les auteurs fassent connaître exactement les conditions d'observation répondant à leur diagnostic, faute de quoi leurs descriptions perdent toute valeur documentaire.

Description des sables quartzeux.

Il ne peut être question dans l'étude qui va suivre de passer en revue tous les types de sables réunis sur le territoire français. L'objectif est simplement d'analyser quelques échantillons, choisis de telle manière que tous nous mettent en présence de quelque fait nouveau. J'analyserai successivement des sables actuels, des sables plus ou moins anciens et, enfin, plusieurs sables, exceptionnels, soit par leur composition minéralogique, soit par les caractères morphologiques des éléments.

Les grains de sable sont transportés et façonnés par deux agents : l'eau, sous ses formes liquide et solide, et le vent. En tenant compte des différences de milieu, on peut grouper les sables en quatre catégories :

1. Sables *marins;* 2. Sables *fluviatiles* (et *lacustres*); 3. Sables *glaciaires;* 4. Sables *éoliens.*

1. SABLES MARINS.

A. Sables actuels.

Les sables marins actuels, tous subordonnés aux dépôts littoraux, prennent une part très importante à la constitution des dépôts de plages et des dépôts littoraux proprement dits (0 – 100 brasses, soit 0 m. à 182 m. 88) et se font rares dans la catégorie des dépôts littoraux d'eau profonde (100 – 2,800 brasses, soit 182 m. 88 à 5,120 m. 64).

Sur les sables des plages et des dépôts littoraux proprement dits, nous avons en France deux documents, d'inégale valeur au point de vue qui est le nôtre : la *Lithologie des Mers de France*, de Delesse, et la *Carte lithologique sous-marine des Côtes de France*, de M. J. Thoulet.

Delesse, qui est de tous nos auteurs celui qui a le plus contribué à faire connaître les sables de plages, en a décrit de nombreux spécimens, et fixé leur composition minéralogique et organique, autant que les procédés d'investigation de son époque le permettaient; il a mis en évidence la pluralité d'origine des grains de quartz d'un même dépôt et montré que la composition d'un sable dépend généralement de la composition des côtes voisines. Au surplus, il a reconnu que les exceptions à cette règle sont nombreuses, que des sables peuvent être calcarifères au pied d'une falaise dépourvue de roches calcaires, et exclusivement siliceux le long d'une côte crayeuse.

Dans sa Carte lithologique, M. J. Thoulet a groupé et synthétisé une foule d'observations relatives à des sables qui ne sont jamais accessibles directement à nos investigations, et relevées par des marins nullement préparés à déterminer correctement les sédiments. Précieuses pour la marine, ces observations ne nous renseignent pas du tout sur la nature des dépôts figurés et sur les sables en particulier [1].

A côté de ces travaux, il y a place pour une étude d'ensemble, conçue sur un plan différent et qui ferait siens les matériaux accumulés par Delesse.

[1] Cette carte n'est d'ailleurs lithologique que de nom, attendu que les matériaux y sont désignés par des termes très vagues comme *roches*, *galets*, *pierres*, *gros gravier*, *petit gravier*, *sable*, *sable vaseux* et *vase sableuse*, *vase*, sans la moindre indication concernant leur nature pétrographique. Les autres données visent les organismes, groupés sous les noms de *coquilles vivantes* ou *entières*, *coquilles brisées*, *coquilles moulues*, etc.

Au lieu de considérer les sables comme des entités, qu'ils ne sont pas, il convient de les définir en fonction de leur milieu, de dégager les influences multiples qu'ils subissent, et surtout de montrer en quoi ils s'influencent les uns les autres, sous l'empire des courants de marée, et de déterminer l'origine première de leurs éléments.

Les sables siliceux qui s'étalent le long des côtes de France se réclament de roches-mères différentes. Ils résultent, d'ailleurs, d'apports fluviatiles, de courants littoraux et d'emprunts aux rivages voisins. Aussi réalisent-ils des facies divers. Tous *quartzeux,* ces sables peuvent être, par surcroît, *calcarifères, glauconieux, micacés* et *argileux.* Il y a, en outre, des sables *silexifères* et des sables à *gemmes.* Et ce ne sont là que des variétés essentielles à faire entrer en ligne de compte. Pour en donner une idée, force est d'analyser quelques spécimens de caractères aussi différents que possible.

Sables à grains de silex d'Ault (Somme). — Le rôle des silex dans la constitution des sables au pied des falaises crayeuses de la Manche a été signalé par Delesse[1] et Daubrée. Cet élément est fourni, et par la craie, et par l'argile à silex qui la surmonte. De ce qu'il est plutôt fragile, le silex se brise en morceaux de plus en plus petits. A la longue, il finit par se réduire en esquilles très menues et en parcelles submicroscopiques entraînées au large. Sa résistance à l'érosion est d'ailleurs moins grande que celle du quartz. En nombre de points on trouve des galets, des graviers et des sables plus ou moins riches en débris de silex. D'après Delesse, la proportion de silex dans un sable de La Hève atteindrait 3 p. 100. A Étretat et à Fécamp, le silex l'emporte. Au bourg d'Ault, entre l'embouchure de la Bresle et de la Somme, il y en aurait 11.9 p. 100. D'une manière générale, les matériaux éboulés des falaises disparaissent rapidement, en sorte que le carbonate de chaux peut faire défaut dans un sable élaboré à leur pied.

Daubrée a relevé l'absence de transition dans les silex concassés des plages, entre les éléments gros comme une noisette ou plus et le sable proprement dit, tous les intermédiaires disparaissant, brisés par le choc des plus gros, sous l'action des vagues, jusqu'à ce qu'ils aient atteint l'état limite où les débris flottent et cessent de modifier leur forme par frottement[2]. Si j'en juge

[1] Delesse, *op. cit.*, p. 228-229.

[2] A. Daubrée, *op. cit.*, p. 258.

par mes observations, il est des cas où les intermédiaires abondent. Entre autres exemples, je puis citer celui de la plage d'Ault, où l'on peut observer une gamme d'éclats, assurant toutes les transitions entre les termes extrêmes, et ceux des plages qui se développent au pied des falaises crayeuses de Normandie.

Le sable, le plus fin de la plage d'Ault que j'aie analysé, est formé de grains mesurant en moyenne 0 mm. 25 – 0 mm. 30. Des éléments atteignent 0 mm. 4 et parfois un peu plus. Sa teneur en carbonate de chaux est de 13.31 p. 100. Il est gris, piqueté de petits points noirs et brun clair, de nature indéterminée à l'œil nu, se résolvant à la loupe en glauconie et silex.

Le quartz a pour représentants des éléments de forme générale anguleuse très prépondérants et de nombreux grains plus ou moins arrondis. Aux deux extrémités de la série, il existe avec une égale rareté des éléments sans trace d'usure à angles vifs et d'autres de forme globuleuse. Deux caractères les différencient tous de ceux du sable de Villers-sur-Mer dont il va être question : dans l'ensemble, l'usure est beaucoup plus avancée, et ses éléments se montrent d'une limpidité absolue et jamais corrodés.

Au quartz s'ajoutent des grains de silex à contours anguleux, usés ou non, de forme subarrondie, invariablement teintés en gris, jaune sale, brun clair, etc., jamais limpides comme le quartz, doués d'un faible relief, d'aspect un peu rugueux et ne prenant, en aucun cas, le poli des grains de quartz. Entre les nicols croisés, tous les débris de silex montrent une structure d'agrégat très fine, ne fût-ce que sur leurs bords.

La glauconie figure très accessoirement en grains ronds, ovoïdes, ou irréguliers et non lobés.

Au troisième rang, après le quartz et les débris de silex, viennent des restes de coquilles, anguleux, subarrondis, rarement sphériques, et souvent de taille un peu supérieure à celle des éléments siliceux. Leur teinte jaune et grise de différentes nuances, et uniforme ou non, les éloigne immédiatement de tous les autres matériaux. On y discerne souvent une structure fibreuse, rarement prismatique et, exceptionnellement, de très fines perforations d'Algues. Au besoin, le relief, supérieur à celui du quartz ou du silex, et l'aspect généralement rugueux et chagriné des fragments de Mollusquespourraient intervenir utilement pour les séparer des autres matériaux. En cas d'hésitation, la décalcification d'une pincée de sable suffit pour faire le départ de ce qui est débris de coquilles teintées, des fragments de silex.

Aux éléments essentiels précédents s'ajoutent divers minéraux lourds, dans la proportion de 2.17 p. 100 : *grenat* rosé très fréquent, grenat incolore, *magnétite* presque aussi répandue que le grenat, *zircon*, *tourmaline*, *staurotide*, *rutile*, *corindon* et un élément vert jaunâtre indéterminé. Cette collection de minéraux denses est caractérisée par l'abondance du grenat, par l'extrême rareté de la tourmaline et du rutile, et par une absence presque absolue de cristaux. Leur origine est armoricaine.

Si l'on passe des sables en question aux sables de plus en plus grossiers rencontrés à une moindre distance de la côte, une double transformation se produit : les restes de coquilles se multiplient et les grains de quartz s'arrondissent d'autant plus qu'ils sont plus gros. Il en est même parmi eux qui rappellent les quartz subsphériques des sables d'Arcachon, mais à l'exclusion absolue d'apparence dépolie trahissant une action éolienne.

Sables calcarifères et glauconieux de Villers-sur-Mer (Calvados). — Comme ceux d'Ault, ils sont profondément influencés dans leurs caractères par la côte voisine. L'échantillon analysé a été prélevé au droit des falaises argileuses des Vaches-Noires, couronnées en ce point par une notable épaisseur de Cénomanien très glauconieux. C'est un sable relativement fin dont les éléments mesurent environ 0 mm. 3.

Du premier coup d'œil à la loupe binoculaire, on est frappé de l'aspect terne de l'ensemble. Le fond est constitué par une majorité de grains de quartz anguleux, très irréguliers de forme, qui, à l'état sec, paraissent corrodés. La surface en est très inégale, ornée d'une foule de petites aspérités, avec un aspect parfois très verruqueux, tant ils ont été rongés. Tous les éléments de cette catégorie sont gris et comme dévitrifiés. En compagnie de ces grains se trouvent des éclats de quartz sans la moindre trace d'usure, aussi vitreux que des fragments de verre fraîchement cassés, et des grains fortement usés, tendant vers une forme globuleuse qu'ils peuvent réaliser de loin en loin. Ces différentes façons d'être s'observent dans les éléments de même grosseur, preuve que les matériaux en présence n'ont pas tous la même histoire. Il est hors de doute que la plupart des grains de quartz ont subi une action corrosive très prononcée et que tous les détails de leur surface chargée d'aspérités ne sont restés intacts qu'en raison de la petitesse des éléments qui leur a permis de flotter. Il est non moins certain que le phénomène de dissolution est antérieur à l'arrivée des grains dans la mer. L'aspect dépoli, étroitement

lié à une action chimique et à une surface non usée et polie, ne peut être confondu avec celui des grains éoliens. Seuls quelques éléments arrondis peuvent prêter à confusion; ce sont des grains laiteux qui restent tels quand on les plonge dans l'eau, alors que le quartz dépoli par le vent redevient hyalin [1].

La glauconie abonde en grains verts, vert noirâtre, de taille variable (0 mm. 5 en moyenne), d'aspect mat, généralement simples, globuleux, subsphériques, ou lobés et montrant alors de deux à quatre lobes séparés par des sortes de gerçures remplies de calcite se détachant en blanc. Il existe également des grains très irréguliers à contours invariablement arrondis. D'autres se résolvent en moules de Foraminifères (*Rotalia*) [2].

Outre ces deux espèces minérales et quelques fragments de silex anguleux ou subarrondis, on observe nombre de grains calcaires, incolores, blancs, gris jaune, bruns, rosés, violacés, zonés et polychromes, généralement opaques, quelquefois translucides et, par exception, transparents; la surface en est généralement rugueuse et comme chagrinée. Lorsqu'ils sont de même taille que les grains de quartz, ils restent uniformément gris en lumière polarisée. Quelques individus laissent voir des prismes et des fibres permettant de les identifier à des débris de Mollusques. Si l'on veut déterminer les autres, qui sont majorité, il suffit de triturer un peu le sable dans un mortier d'agate, de manière à réduire la grosseur des éléments. On fait alors apparaître une microstructure dans tous les grains, et cette microstructure est caractéristique des Mollusques. En tout cas, la nature minéralogique de ces matériaux peut être mise en évidence par l'addition d'une très petite quantité d'acide chlorhydrique à une prise d'essai examinée dans l'eau.

Des baguettes d'Oursins, des spicules d'Éponges et des Foraminifères figurent en nombre infime.

Au total, ces organismes constituent environ 6 p. 100 du dépôt, proportion qui est celle du carbonate de chaux accusée par l'analyse (5.963 p. 100).

Il est possible de s'assurer que les eaux de ruissellement descendant du haut de la falaise entraînent sans cesse de la glauconie, concentrée à l'état

[1] Il est utile d'examiner les grains étalés sur une lame de verre et de les immerger sur une partie de la plaque afin de faciliter leur comparaison.

[2] L. Cayeux, Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires, 1916, Pl. XI, fig. 5.

presque pur, par suite d'une préparation mécanique au débouché des ruisselets sur la plage. On voit ainsi comment le caractère des sables de plages est appelé à se modifier sous l'influence d'apports étrangers et pourquoi il est si difficile d'observer des sables composés d'éléments de même type.

Sables d'Arcachon (Pereire). — Avec les sables d'Ault (Somme) et de Villers-sur-Mer (Calvados), nous avons étudié des dépôts dont la composition est profondément influencée par les falaises voisines. Les sables d'Arcachon vont nous fournir un exemple tout autre, mettant en évidence des influences éoliennes. Ils sont quartzeux, purs et gris jaunâtre. Les plus répandus des grains mesurent 0 mm. 35–0 mm. 50; quelques-uns atteignent et dépassent 0 mm. 60. A la loupe binoculaire, on y distingue une foule de grains de forme parfaitement arrondie, et, en quantité prépondérante, des éléments subanguleux, voire même anguleux. Examinés à l'état sec, les grains de la première catégorie ont une surface très unie et dépolie, alors que ceux de la seconde ont conservé un aspect vitreux très prononcé. La couleur gris jaunâtre du dépôt paraît due à trois causes : présence de nombreux éléments dépolis, de couleur grisâtre, qui, plongés dans l'eau, rappellent des grains de verre d'une limpidité parfaite; existence de grains riches en inclusions liquides et gazeuses et d'aspect trouble; intervention de nombreux éléments emprisonnant des nuages d'oxyde de fer.

Le dépôt ne renferme pour ainsi dire pas de restes organiques et de grains calcaires. Il contient en proportion notable des minéraux lourds — 2.57 p. 100 dans un échantillon prélevé au niveau de la marée haute et traité par le bromoforme. On y reconnaît : *muscovite, magnétite, grenat, andalousite, staurotide, tourmaline, corindon* (saphir), *sillimanite* (fibrolite), *augite* (s'éteignant à 40° sur g^1 [010], *rutile, zircon, disthène,* etc. Hormis la muscovite et la sillimanite, tous ces minéraux sont représentés à la fois par des grains et cristaux tendant vers une forme arrondie, qu'ils sont susceptibles de réaliser dans la perfection, et par des éclats et fragments plus ou moins usés. La magnétite, en particulier, est fréquemment convertie en globules.

On peut conclure de l'intervention d'espèces comme l'andalousite, la staurotide, et, dans une certaine mesure, la sillimanite, etc., que les terrains métamorphiques ont été mis à contribution largement pour engendrer les sables en question. Pareil enseignement découle de l'analyse minutieuse des grains de quartz. Quelques-uns renferment un feutrage d'aiguilles de sillima-

nite, rarement de rutile; il en est qui sont pétris de petits bâtonnets de zircon, etc. On est donc fondé à dire que non seulement des minéraux lourds, mais des éléments de quartz dérivent de roches métamorphiques. Il est probable que telle est l'origine de la très grande majorité des matériaux du sable. Quant à leur provenance, il y a des raisons de supposer qu'elle doit être cherchée du côté des Pyrénées.

D'après M. J. Thoulet, « les grains de quartz d'Arcachon, gros, ronds, à surface tellement lisse que les orfèvres s'en servent pour nettoyer les pièces d'argenterie sans danger de les rayer, montrent qu'ils ont fait partie de dunes subaériennes [1] ». En réalité, les éléments du sable de la plage présentent un double caractère permettant de le différencier des sables éoliens du voisinage. Deux sortes de grains de quartz s'y trouvent associés : les uns sont évidemment empruntés aux dunes littorales et les autres appartiennent en propre à la mer. Les premiers sont arrondis et dépolis; les seconds sont presque tous de forme générale anguleuse et jamais dépolis. A l'état sec, ceux-ci prennent sous la loupe binoculaire un aspect limpide et vitreux qui manque à ceux-là. De plus, des grains plus petits que les autres, vitreux, anguleux et non usés, font partie intégrante du sable de la plage et manquent complètement dans ceux des dunes. Bref, une préparation mécanique imparfaite et la présence de nombreux éléments anguleux séparent nettement le sable marin du sable éolien. Somme toute, le sable en question est un sable de mer, enrichi d'un grand nombre d'éléments façonnés par le vent et d'un facies tel qu'on les peut distinguer de ceux qui se réclament du milieu marin.

Sables à gemmes. — La préparation mécanique subie par les sables de plages engendre par endroits des concentrés de minéraux denses variés, désignés sous le nom de sables à gemmes (sables à pierres précieuses), et que je rattache aux sables siliceux — sans autre raison que l'utilité d'en dire un mot à cette place. Les plus connus de tous sont groupés sur la côte méridionale de la Bretagne et en bordure des îles voisines. Ces sables ont été étudiés par Durocher, Delesse, de Limur, Bréon, M. Thoulet, et surtout par M. Ch. Barrois [2]. On les a signalés en différents points, près de Pénestin, sous les rochers des Demoiselles, à la pointe des Poulains, à Belle-Isle, sur la plage d'Houat, etc.,

[1] J. Thoulet, Précis d'analyse des fonds sous-marins et anciens, 1907, p. xi.

[2] Ch. Barrois, Sur les phénomènes littoraux actuels du Morbihan (*Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXIV, 1896, p. 182-226).

où ils sont inégalement répartis selon les saisons et les caprices des courants. D'après M. Ch. Barrois, ces sables se disposent généralement sous forme d'un cordon littoral dessinant, sur les grèves de sables quartzeux blanchâtres et vers la limite des hautes mers, un ruban de couleur rouge, verte ou bleu d'acier, variable avec les minéraux constituants prédominants. La liste des espèces minérales extraites de ces sables s'élève à près d'une vingtaine. M. Ch. Barrois y signale : *fer oxydulé, fer titané, grenat, staurotide, amphibole, glaucophane, sphène, pyroxène, andalousite, zircon, épidote, mica blanc, quartz, feldspath, cassitérite, saphir, or natif, platine.* Près de Pénestin, la teneur en cassitérite a été considérée comme suffisante à un moment donné pour mettre en exploitation les sables de la plage. L'expérience n'a pas justifié les prévisions optimistes des ingénieurs.

L'une des roches-mères de ces minéraux a été découverte par Durocher, à l'embouchure de la Vilaine, près du passage de Trébiguier. Elle se présente en lits ou plaquettes interstratifiées, dans des amphibolites épidotifères et grenatifères. On la connaît également en lentilles dans les schistes cristallins de l'île de Groix [1].

Sans insister sur les conditions de dépôt, qui ne sont pas en cause ici, je note avec M. Ch. Barrois que les gemmes en question ne s'accumulent pas sur les grèves les plus proches. On les rencontre sur les bords de tous les îlots, à l'Ouest de la Vilaine, bien que les schistes à minéraux lourds n'existent en aucun de ces points. Leur répartition serait due à l'action des eaux qui descendent de la Vilaine avec le reflux.

D'après Delesse, la préparation mécanique qui se fait à la pointe des Poulains, au N. O. de Belle-Isle, se traduit par la formation d'un sable à 10 p. 100 de carbonate de chaux, proportion qui s'élève à 70 p. 100 dans « le dépôt de marée basse ». Le résidu insoluble, représentant les 4/5 du poids primitif, contient :

Grenats bien transparents, rouges, bruns, et améthystes	89.0
Grenat noir, brunâtre, translucide	3.0
Quartz hyalin	6.5
Corindon ou saphir bleu, transparent, avec grains d'émeraude	0.8
Mica vert grisâtre	0.3
TOTAL	99.6 [2].

[1] Ch. BARROIS, *op. cit.*, p. 188.

[2] DELESSE, *op. cit.*, p. 202.

Bréon a extrait des sables marins de l'île de Groix : *fer oxydulé* et *fer titané*, *grenat* très abondant, *staurotide*, *amphibole* et *glaucophane* assez communes, *sphène*, *pyroxène* très rare, *andalousite* assez commune, *mica blanc*, *quartz* et *feldspath*. Un échantillon de ce même sable, recueilli par le Dr Veillard et traité par le bromoforme, a fourni 88.45 p. 100 de minéraux lourds, mesurant en moyenne 0 mm. 5, mais de grosseur susceptible de varier du simple au double et d'atteindre près de 1 millimètre. Par ordre de fréquence, on y observe le grenat (almandin), puis le fer magnétique et la glaucophane. Tous les sables à gemmes de la région sont à base de grenat, ce qui leur assure une couleur brune dominante.

Les sables de l'île d'Houat ont fourni à Bréon une importante série de minéraux lourds comprenant : *cassitérite*, *fer oxydulé*, *fer titané*, *grenat*, *saphir*, *staurotide*, *sphène* et *pyroxène*.

Sables des dépôts littoraux d'eau profonde. — Les sables visibles deux fois en 24 heures, de par le jeu des marées, ne sont pas les seuls que nous ayons à analyser ici. On sait qu'il s'en forme d'autres, d'une part, dans la série des dépôts littoraux proprement dits (0–100 brasses, soit jusqu'à 182 m. 88), et d'autre part, au delà de 100 brasses, parmi les dépôts littoraux d'eau profonde. A cette dernière catégorie appartiennent les sables verts, ainsi nommés en raison de la présence constante de la glauconie.

Huit seulement des échantillons dragués par le *Challenger* rentrent dans le dernier groupe. Ils ont été rencontrés de 98 à 900 brasses (179 m. à 1,645 m.) et à une profondeur moyenne de 449 brasses (821 m.). En voici la composition moyenne :

Carbonate de chaux	Foraminifères pélagiques	21.00	
	Foraminifères de fond	15.00	
	Autres organismes	13.78	
			49.78
Résidu	Organismes siliceux	8.00	
	Minéraux	30.00	
	Parties fines	12.22	
			50.22
TOTAL			100.00[1]

[1] J. MURRAY and A. F. RENARD, Report on Deep-Sea Deposits, 1891, p. 239

Un sable de cette nature, particulièrement pauvre en minéraux, est fort éloigné des sables quartzeux typiques. On voit même figurer dans les « sables verts » tels que les conçoivent J. Murray et A. F. Renard, un dépôt contenant 20 p. 100 de minéraux et 67.75 p. 100 de carbonate de chaux organique, composition caractéristique d'un sable calcaire et non siliceux [1]. Les 30 p. 100 de minéraux du résidu se rapportent en majorité au quartz, accompagné ou non de feldspath d'origine clastique. Un échantillon de « sable vert », recueilli à 98 brasses (179 m.), entre le Cap de Bonne-Espérance et l'île Marion [2], renferme 40 p. 100 de minéraux, mesurant 0 mm. 35 de diamètre moyen, de forme arrondie ou anguleuse, se rapportant aux espèces suivantes : quartz, glauconie, feldspath, grenat, mica noir, hornblende. La présence dans les « sables verts » actuels, à de grandes distances des côtes, de minéraux lourds comme la magnétite, le grenat, etc , est à remarquer.

Du point de vue minéralogique, les « sables verts » sont avant tout caractérisés par la fréquence de la glauconie, en proportion parfois très élevée, et, dans une certaine mesure, par des nodules de phosphate de chaux engendrés *in situ*. On cite comme exemple de « sable vert », très glauconieux, celui qui a été dragué en 1873, par le *Tuscarora*, à 317 mètres de profondeur, sur la côte occidentale de l'Amérique du Nord. Le sable en question est presque exclusivement formé de grains de glauconie d'un diamètre moyen d'environ 0 mm. 6, accompagnés de rares Foraminifères et de grains de quartz. Pareille composition exclut le dépôt des sables quartzeux et même des sables siliceux [3]. Il n'est pas inutile d'ajouter que la glauconie des « sables verts » actuels leur appartient en propre, alors que la glauconie des sables de Villers-sur-Mer (p. 38) est une glauconie d'emprunt, fournie par la craie cénomanienne.

Les « sables verts », ainsi que les boues vertes, se rencontrent de préférence le long des côtes escarpées, loin des apports des grands fleuves [4].

En somme, les sables verts siliceux typiques ne sont pas représentés dans la série des dépôts littoraux d'eau profonde, dragués par le *Challenger*. La vérité est que les « sables verts » actuels, trop souvent assimilés aux sables verts de l'Albien, en sont très différents de par leur constitution. Alors que les premiers sont très calcaires et d'origine essentiellement organique, les seconds sont très

[1] J. Murray and A. F. Renard, *op. cit.*, p. 74, analyse n° 142.
[2] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 74, analyse n° 141.
[3] L. W. Collet, Les dépôts marins, 1908, p. 167.
[4] *Ibid*, *op. cit.*, p. 186.

siliceux et d'origine clastique. C'est dire à quel point les déductions bathymétriques appuyées sur cette assimilation sont dénuées de valeur.

B. Sables marins anciens.

(Pl. I, fig. 1.)

Les sables anciens se prêtent aux mêmes analyses que les sables actuels, et de leur étude peuvent découler des enseignements très instructifs. On comprend qu'il soit utile de démontrer que tel sable d'origine discutée est marin, fluviatile ou éolien, que les uns ont emprunté leurs matériaux à des roches éruptives et les autres à des dépôts métamorphiques. Mais les sables anciens, convenablement interrogés, peuvent et doivent nous apprendre mieux que cela, car notre ignorance en ce qui les concerne est beaucoup plus grande que pour les sables en voie de formation. Le problème des sables anciens se complique, en effet, d'inconnues qui n'existent pas pour les sables actuels. Pour ceux-ci, les conditions de milieu sont fixées au préalable. S'agit-il de sables subordonnés aux dépôts littoraux, on connaît la profondeur des eaux, la nature des courants, la distance à la côte, la constitution des rivages, etc., toutes données qui manquent pour l'étude des sables anciens. L'un des buts de leur analyse est justement de définir, autant que faire se peut, le milieu générateur.

Lorsqu'il est question, par exemple, de sables tertiaires comme ceux du Bassin parisien, une analyse comparée s'impose entre des échantillons du même horizon, à tout le moins sur une série prélevée du Nord au Sud, en allant, par conséquent, de la direction de la pleine mer vers le fond de l'ancien golfe, et sur une autre série recueillie de l'Est à l'Ouest. Pour chaque spécimen, on note les caractères minéralogiques et morphologiques, ainsi que la taille des éléments. Cette analyse peut donner la clef de problèmes qui se posent toujours en pareils cas : intervention et direction des courants, aire de dispersion des minéraux qu'ils transportent, carte des courants, échanges avec les bassins voisins, etc. Il n'est pas du tout chimérique de penser qu'on pourra faire un pas de plus dans cette voie. Si les vitesses nécessaires pour faire flotter les grains de quartz de toutes dimensions étaient connues, il serait possible de reconstituer pour ainsi dire les courants avec leurs vitesses. En vérité, ce n'est point là, semble-t-il, un objectif très difficile à atteindre.

Pour donner une idée des sables anciens, il suffira d'analyser quelques

échantillons du Tertiaire parisien, lequel est loin de réunir tous les types actuellement connus.

Sables thanétiens de Mons-en-Barœul (Nord)[1]. — Ce sont des sables très fins, de couleur gris nuancé de vert, montrant à l'œil nu de rares paillettes de mica blanc et un grand nombre de petits points noirâtres, qu'on ne peut identifier en toute certitude à la glauconie qu'avec un grossissement de quelques diamètres.

Sa composition est la suivante :

SiO^2 (totale)	91.20	
SiO^2 (soluble)		0.40
Al^2O^3	4.15	
Fe^2O^3	1.45	
CaO	0.28	
MgO	0.28	
K^2O	0.98	
Na^2O	0.42	
TiO^2	0.30	
P^2O^5	"	
CO^2	"	
H^2O	1.35	
TOTAL	100.46	

A la loupe binoculaire, le dépôt trahit une très grande uniformité dans les dimensions des éléments, dont le diamètre oscille autour de 1/10 de millimètre, tout en se tenant le plus souvent au-dessous de ce chiffre. Trois variétés principales de grains de quartz, d'origine probablement différente, sont en présence :

1° Nombreux éclats de quartz à arêtes tranchantes, sans la moindre trace d'usure, analogues à des morceaux de verre;

2° Grains irréguliers, aux angles usés, mais doués d'un éclat vitreux très prononcé;

3° Grains presque aussi répandus à eux seuls que les précédents réunis, de forme anguleuse, à surface très inégale, finement corrodés et dépolis.

[1] L. CAYEUX, Composition minéralogique des sables glauconieux landéniens du Nord de la France (*Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XIX, 1891, p. 264).

En aucun cas, l'usure des éléments n'est assez grande pour faire disparaître leur silhouette première.

Le quartz est encore représenté par de très rares cristaux, allongés ou non, probablement formés sur place.

Les grains de feldspaths (orthose et plagioclases) sont non moins rares que les cristaux de quartz.

Très fréquente, la glauconie figure en grains simples de même taille que le quartz et toute différente, au point de vue morphologique, de la glauconie cénomanienne des sables de Villers (p. 39).

Consolidés à l'état de grès (« tuffeau »), les sables en question permettent d'observer dans les coupes minces des minéraux lourds variés, concentrés en traînées. Traité par la liqueur de biiodure de mercure et de potassium, un échantillon de sable m'en a fourni 18 kilogrammes, de densité supérieure à 3, par mètre cube. Un autre spécimen, soumis récemment au bromoforme, en a donné environ 1 p. 100 en poids. Ces minéraux denses sont le *zircon*, le *rutile*, la *tourmaline*, la *magnétite*, le *disthène*, la *muscovite*, l'*anatase*, la *brookite*, le *grenat*, le *corindon*, la *staurotide* et plusieurs espèces indéterminées. En tenant compte du quartz, des feldspaths et de la glauconie, le total des espèces minérales en présence est au moins de 17.

Le zircon abonde en admirables cristaux intacts, souvent fragmentaires, et en grains. La tourmaline est également très bien conservée en cristaux bruns, trapus et courts, et en grains. Beaucoup moins fréquent, le rutile compte quelques formes complètes, simples ou maclées. Quant au disthène, il se présente en nombreux éléments incolores, allongés suivant h^1g^1 (100) (010), de forme générale rectangulaire, aplatis, couchés sur h^1 (100), avec clivages p (001). L'anatase et la brookite sont remarquables par la fraîcheur et la netteté des formes.

Plusieurs de ces minéraux, le disthène et la staurotide, indiquent clairement que les roches cristallophylliennes ont été la source d'une partie des matériaux des sables de Mons-en-Barœul. Par contre, certains types de zircon, comptant une forte proportion d'individus, sont très caractéristiques des roches granitiques[1]. De surcroît, une foule de grains de quartz sont pétris d'inclusions liquides et gazeuses, comme le quartz des roches granitiques; d'autres, non moins fréquents, sont d'une limpidité absolue, privés qu'ils sont

[1] K. von Chrustschoff, Beitrag zur Kenntniss der Zirkone in Gesteine (*Min. und Petr. Mitth.*, N. F., Bd. VII, 1906, p. 423-442, Taf. VIII).

de toute trace d'inclusions liquides et gazeuses, ce qui constitue une présomption en faveur d'une origine cristallophyllienne; d'autres encore, en petit nombre, renferment des microlithes de rutile, de tourmaline, etc., d'origine évidemment métamorphique. Il est donc évident que les roches-mères des matériaux clastiques des sables de Mons-en-Barœul sont de nature éruptive et métamorphique, et que le groupe du granite, en particulier, a dû fournir beaucoup d'éléments.

Sables de Fontainebleau[1]. (Pl. I, fig. 1). — Sables blancs se chargeant d'oxyde de fer vers la surface, où ils deviennent brun très foncé.

Au microscope, ils sont composés de trois catégories de grains : éclats tranchants, grains anguleux, très usés, hyalins comme les premiers, et grains également de même type que les précédents, mais dépolis par un commencement de corrosion, et à peu près aussi nombreux que ceux des deux premiers groupes réunis. Trop superficielle pour se manifester dans la forme des grains, la corrosion suffit néanmoins à diminuer et souvent à supprimer l'éclat vitreux. Telle est la principale raison de la coloration gris blanc de l'ensemble. Une autre cause tient aux inclusions liquides et gazeuses, parfois répandues au point de troubler la limpidité des éléments. Les inclusions solides sont nombreuses. Ce sont, par ordre de fréquence : le zircon en granules arrondis et rarement en baguettes, puis la tourmaline, la magnétite et le rutile en longues aiguilles. Une foule de quartz n'en renferment d'aucune sorte.

Le diamètre moyen des grains est d'environ 0 mm. 2. Il est à noter que les éléments les plus usés peuvent être plus petits que d'autres restés anguleux, et que parmi les plus gros figurent bon nombre de grains absolument dépourvus d'usure, preuve que ces matériaux sont loin d'avoir la même histoire.

L'uniformité de composition du dépôt est très grande. Exception faite pour quelques grains feldspathiques et de très rares paillettes de mica blanc, on n'observe aucun élément étranger parmi des centaines de grains. La glauconie, notamment, fait complètement défaut, ainsi d'ailleurs que les organismes. De minéraux denses, on ne voit que des zircons arrondis, en nombre restreint, dans le sable tout-venant.

Traité par le bromoforme, le produit fournit un résidu de minéraux denses de 0.33 p. 100. Le *zircon* y figure en toute première ligne, sous forme de

[1] Prélevés dans l'ancienne carrière du Soleil-Levant, au Plessis-Piquet, route de Fontenay à Versailles.

grains et cristaux d'admirable conservation appartenant à différents types ; puis viennent la *tourmaline* brune en cristaux courts, complets ou fragmentaires, et en grains, le *rutile* en cristaux simples ou groupés, avec tous les types de macles connues, accompagnés de nombreux grains, et le *disthène,* d'une fréquence exceptionnelle, en grands éléments lamellaires. Avec la *magnétite* commence la série des espèces peu répandues ou rares dans le résidu, comprenant, en outre, l'*anatase,* la *staurotide,* le *grenat*, le *corindon,* etc., sans parler du *mica blanc* visible à l'œil nu. Ses paillettes, qui manquent rarement dans les sables de Fontainebleau, ont été l'objet d'une concentration telle en certains points que des échantillons en sont pétris.

Abstraction faite du degré de fréquence, cet ensemble reproduit tous les caractères de résidu de minéraux lourds des sables de Bracheux. La parenté est telle que les deux sables ont évidemment une origine commune. Il est curieux de voir intervenir les mêmes roches-mères à deux époques aussi éloignées que le début de l'Eocène et le Tongrien. Selon toutes probabilités, les sables intermédiaires comme les sables de Beauchamp ont la même origine que les précédents.

Tout porte à croire que les grains de quartz procèdent de trois milieux distincts. Grâce à leurs dimensions réduites, ils ont pu flotter dans une eau peu agitée. L'excellente conservation de beaucoup de cristaux fait supposer que tel était également le mode de transport des éléments denses.

Ce qui est vrai pour les minéraux des sables de Bracheux, au point de vue des roches-mères, ne l'est pas moins pour les sables de Fontainebleau, c'est-à-dire que le granite et les terrains cristallophylliens ont été la source première des éléments. A en juger par les minéraux denses, et notamment par la fréquence exceptionnelle du disthène, les roches métamorphiques ont joué un rôle plus important qu'au temps des sables de Bracheux.

L'oxyde de fer, qui teinte les sables de Fontainebleau à la partie supérieure de toutes les exploitations, est un élément d'origine secondaire, introduit par les eaux météoriques. La preuve en est que la coloration se dégrade avec la profondeur et finit par disparaître en totalité. Au microscope, elle se traduit par un enduit à peine perceptible, discontinu pour les sables jaunes, et qui enrobe presque tous les grains lorsque le sable est brun.

Rien, ni dans la forme ni dans l'usure des éléments constituants, ne permet d'affirmer que les sables de Fontainebleau ont une origine éolienne. La vérité est qu'ils ont tous les caractères des sables marins typiques.

Caractères généraux des sables marins. — Avant de formuler les conclusions qui découlent de l'analyse des sables marins, il importe d'observer que les sables anciens étudiés diffèrent par un trait fondamental des sables actuels passés en revue. Aucun d'eux ne rentre dans la catégorie des sables de plages, et tous relèvent des dépôts littoraux et probablement des dépôts littoraux proprement dits, sans qu'il soit possible d'être très affirmatif à cet égard. Cette différence se traduit par une grande homogénéité des sables anciens, et surtout par une régularité de grain que ne réalisent jamais les sables de plages. En fait, les deux types ne sont pas comparables, puisque les uns sont soumis à d'incessantes alternatives d'émersion et de submersion, c'est-à-dire à un milieu des plus instables, différent d'un point à l'autre, alors que les seconds, toujours submergés, témoignent de conditions de milieu très stables pour un point déterminé.

De l'étude précédente, et surtout de l'analyse de nombreux sables anciens qui ne peut trouver place ici, il est possible de tirer quelques enseignements utiles en ce qui concerne la différenciation des sables sous l'influence des agents de transport. Exception faite pour les sables d'Arcachon de type fort aberrant, les grains de quartz présentent un certain nombre de caractères qui me paraissent constants :

1. Préparation mécanique qui rassemble des grains de même taille ou de dimensions voisines.

2. Forme générale anguleuse de la presque totalité des éléments.

3. Présence de nombreux éclats de quartz d'aspect vitreux, à cassure souvent ridée et parfois conchoïdale, sans trace d'usure.

4. Existence possible de nombreux débris organiques.

En résumé, les sables marins étudiés sont caractérisés, au premier chef, par le classement et la forme générale anguleuse des éléments. Et cela est vrai aussi bien pour les anciens que pour les types actuels analysés, avec cette différence que la préparation mécanique réalise son maximum de perfection dans les sables marins anciens, lesquels empruntent à ce caractère un criterium de grande valeur pratique. Faute de matériaux, je n'ai pu faire intervenir dans mon étude, ni les sables littoraux proprement dits, ni les sables de mer profonde empruntés aux mers actuelles. Il ne m'est donc pas permis d'appli-

quer sans réserve les conclusions précédentes à cette catégorie de dépôts. Du point de vue pratique, cette restriction est sans importance. Dès l'instant que les éléments des sables anciens d'origine indiscutablement marine sont classés dans la mesure indiquée, nous serons fondés à attribuer la même origine aux sables anciens dépourvus de fossiles réalisant les mêmes caractères, sauf indication contraire fournie par la suite de notre étude.

Il est de règle pour tous les sables observés que les matériaux procèdent de plusieurs sources, la pluralité d'origine pouvant se déduire, d'une part, de la forme, du volume et des caractères de la surface des grains, et, d'autre part, de la nature des minéraux lourds ainsi que des inclusions de quartz.

2. SABLES FLUVIATILES.

(Pl. I, fig. 2.)

Si les sables marins puisent un élément de variabilité dans les apports différents qu'ils reçoivent, tout en restant sous la dépendance d'un seul et même milieu, *a fortiori* les sables fluviatiles, élaborés dans des bassins indépendants, aux dépens de roches très diverses, avec ou sans le concours de glaciers, doivent-ils présenter des caractères très dissemblables. Dans un pays comme la France, les conditions qui président à la genèse des matériaux fluviatiles changent d'un bassin à l'autre. Un premier type de cours d'eau est fourni par le Rhône. A sa source et dans toute la partie haute du bassin, il existe une série d'appareils qui préparent et livrent sans cesse des sables extrêmement anguleux. Un deuxième type, celui de la Loire, offre cette particularité de drainer avec ses principaux affluents de la rive gauche un massif montagneux essentiellement formé de roches granitiques et cristallophylliennes ainsi que de produits volcaniques infiniment variés. Un troisième et dernier, correspondant à la Seine, est presque en totalité tributaire de formations sédimentaires, en sorte que les éléments remaniés doivent figurer en grand nombre dans ses dépôts. On n'entrevoit guère qu'une quatrième et dernière manière d'être possible, celle d'un cours d'eau recevant d'importants apports d'origine éolienne, tels que l'Adour, le Nil et l'Indus.

On ne sait presque rien sur les sables de nos fleuves et rivières. Vu l'impossibilité de combler une aussi grande lacune dans une étude qui doit embrasser tous les sédiments, je me bornerai à caractériser un sable actuel de la Seine, puis de la Loire, un sable du Nil et un sable de la Seine quaternaire, en me

réservant de faire état de données que je possède sur les sables d'autres cours d'eau pour formuler une conclusion d'ordre général.

Sables de Seine (crue 1926)[1]. — Sables gris à l'état sec, renfermant de nombreux éléments blancs, dont les plus volumineux, mesurant au maximum 2 millimètres, ont tous le caractère de débris de coquilles. On y observe un tel défaut de préparation mécanique que le dépôt réunit des éléments s'échelonnant de 0 mm. 01 à 1 millimètre et plus, la majorité des grains ayant des dimensions comprises entre 0 mm. 25 et 0 mm. 40. La loupe binoculaire montre de nombreux grains gris et blancs, opaques, généralement très usés, tendant vers une forme arrondie, souvent réalisée, à surface lisse ou rugueuse, jamais polie. Dans le même groupe, on observe de fréquents débris en plaquettes, ou en fragments arqués, empruntés à des coquilles vivantes ou fossiles. Quelques piquants d'Oursins. Plusieurs rhomboèdres de calcite à angles émoussés. Le produit fait vivement effervescence aux acides, en perdant la presque totalité des grains blancs et gris qui sont les plus gros de tous. La teneur en carbonate de chaux est de 32.6 p. 100.

Débarrassés des matériaux calcaires, ces sables se montrent essentiellement composés d'éléments de quartz en grains anguleux aux arêtes usées et d'une proportion très élevée de grains très arrondis, y compris quelques globules parfaits. Il existe, en outre, des éléments limités par des cassures fraîches et des éclats en nombre appréciable. Des individus de même taille se présentent à des états d'usure très divers, preuve que l'histoire en est différente. Plusieurs grains de forme générale arrondie et dépolis sont d'origine éolienne. Une poussière de quartz impalpable figure dans toutes les prises d'essai.

Avant de procéder à la séparation des matières denses, on reconnaît des grains de glauconie, quelques éclats de silex incolores, des fragments de meulières de plusieurs types, de très rares grenats et zircons et, enfin, des éléments noirs, en globules parfaits ou en grains irréguliers.

La teneur en éléments denses, triés au bromoforme, est de 0.89 p. 100, proportion qui est loin de se rapporter à des minéraux proprement dits. La composition du résidu est, en effet, faussée par des matériaux de toutes sortes, tels qu'on en trouve dans les poussières des villes et surtout dans les poussières industrielles (débris de combustibles, produits vitreux de couleur

[1] Recueillis par le Dr Veillard sur le quai de l'Horloge, à Paris.

variable souvent en forme de globules parfaits, scories submicroscopiques, etc.). A eux seuls, ces matériaux composent la plus grande partie de la totalité. Le reste, formé de minéraux proprement dits, réunit un très petit nombre d'espèces : *zircon*, plus répandu que la totalité des autres, *tourmaline*, *rutile*, etc.

Taillé en coupe mince, le sable, consolidé par du baume de Canada, permet de caractériser les éléments calcaires d'origine inorganique. Presque tous sont constitués par une pâte très fine, compacte, rappelant beaucoup plus les calcaires suprajurassiques que la craie. L'absence absolue de tout vestige organique est plutôt favorable à ce rapprochement. Pas un seul débris de roche ne peut être rapporté avec certitude au calcaire grossier, particularité qui s'accorde avec l'impossibilité d'observer la moindre *Miliolite*, par exemple. Il semble donc que les matériaux calcaires en question viennent de loin.

Sables de Loire [1] (Pl. I, fig. 2). — Abandonnés par la Loire à Mauves, en amont de Nantes, lors de ses débordements de 1919 et 1920, ces sables sont de couleur chamois clair, relativement fins et un peu micacés. Traité par de l'eau acidulée bouillante pendant quelques minutes, le produit se décolore un peu, sans faire la moindre effervescence.

Le tableau suivant en fixe la composition chimique [2] :

SiO^2 (totale)	76.70
Al^2O^3	13.48
Fe^2O^3	0.92
CaO	1.40
MgO	0.74
K^2O	3.41
Na^2O	1.75
P^2O^5	traces
CO^2	"
TOTAL	100.75

[1] D'après Comoy, inspecteur général des Ponts et Chaussées, il tombe annuellement dans la Loire 2,300,000 mètres cubes de sable, dont une partie se dépose sur les rives convexes et le reste va à la mer. (COMOY, Renseignements sur les crues de la Loire et de ses affluents, 1881-1886.) Les évaluations de Bouquet de la Grye fixent à 659,300 mètres cubes la quantité de sable et de vase qui se dépose chaque année entre Nantes et Saint-Nazaire.

[2] A tort ou à raison, je vois dans la haute teneur en potasse et dans le peu de chaux qu'ils renferment la cause de la fertilité de ces sables, soit qu'on les utilise pour la culture maraîchère dans la région nantaise, soit qu'ils servent de sol à des herbages.

Les fortes teneurs en alumine ainsi qu'en potasse sont à souligner.

A la loupe binoculaire, le sable se signale immédiatement à l'attention par la taille très différente des minéraux associés. Une pincée, prélevée au hasard, réunit des grains de diamètre compris entre 0 mm. 05 et 0 mm. 75, variant, en conséquence, dans le rapport de 1 à 15. En réalité, l'écart est beaucoup plus grand, car en multipliant les observations, on découvre des grains de 1 et 2 millimètres et davantage, passant à de tout petits graviers. Il est, en outre, caractérisé par la fréquence des minéraux lourds, assez nombreux pour qu'on en compte plus d'une dizaine dans la petite quantité de sable étalé sur un porte-objet.

Débarrassés des enduits qui empêchent parfois de juger de leurs caractères propres, les grains de quartz se répartissent en plusieurs groupes :

1. Grains hyalins, anguleux, aux arêtes vives ou arrondies et, dans tous les cas, d'une diaphanéité absolue.

2. Grains plus ou moins laiteux, semi-translucides, ou franchement opaques, réunissant toutes les dimensions comme les précédents et réalisant les mêmes formes. D'aucuns sont un peu rosés. L'origine de ce type de quartz est probablement filonienne.

3. Grains arrondis, en nombre infini, vitreux ou laiteux, et de n'importe quelle taille. Un très petit élément peut être converti en globule, alors que les plus volumineux des groupes précédents restent anguleux. De loin en loin, on observe un de ces grains tant soit peu dépoli, d'origine probablement éolienne.

Des grains, en assez grand nombre, relevant surtout de la deuxième catégorie, ont gardé la trace d'un commencement de corrosion, ce qui tend à prouver qu'ils n'ont pas subi la moindre usure sous l'influence du fleuve.

A en juger par les caractères morphologiques de certains quartz, granites et granulites ont été mis à contribution pour engendrer le dépôt. Ces roches sont d'ailleurs représentées dans les graviers et galets, en compagnie de morceaux de gneiss et de micaschistes, roches qui ne doivent pas être étrangères à la formation du sable.

Quoique très répandus dans les graviers, les feldspaths, reconnaissables en grains, sont plutôt clairsemés. Aucun élément calcaire n'a été observé et la

présence de grains de silex reste douteuse. La glauconie compte de très rares éléments d'origine lointaine.

Le résidu des minéraux lourds, extraits par le bromoforme, s'élève à 3 gr. 705 p. 100. Dans un sable d'Angers, provenant de l'inondation de 1910, il atteint 5 gr. 35 p. 100, soit plus d'un vingtième en poids, ce qui représente une teneur extrêmement élevée. A l'œil nu, ce résidu paraît essentiellement composé de minéraux gris et noirs, auxquels s'ajoutent quelques grains bruns. Au microscope, on reconnaît : *magnétite* (très fréquente), *pyroxène* vert (abondant), *amphibole* verte, *péridot* (rare ou absent), *muscovite* (assez fréquente), *biotite, grenat, tourmaline, andalousite, disthène, sillimanite, staurotide, rutile, zircon* (très rare), *corindon*, etc. En tenant compte du quartz, des feldspaths orthose et plagioclases, de la glauconie, et des quelques éléments indéterminés, on peut estimer à une bonne vingtaine les espèces minérales rassemblées dans le sable de Loire en amont de Nantes.

Il est frappant que dans cette série de minéraux denses, il ne soit pas possible d'observer un seul cristal complet, particularité que présentent également les minéraux lourds du sable d'Angers déposé par une inondation plus ancienne. Des grains très irréguliers, anguleux, s'y rencontrent à profusion, avec des éléments allongés, de forme générale prismatique, assez fréquents, et des grains arrondis ou subarrondis qui sont les plus rares de tous. Cette absence de cristaux, ainsi que la diffusion des minéraux verts dans le résidu, impriment à celui-ci une physionomie très particulière.

Les mêmes minéraux denses se retrouvent dans le sable d'Angers, preuve que les apports régionaux, pourtant très variés, n'influent pas sensiblement sur la composition moyenne du dépôt. Cela prouve, en même temps, que si les blocs et galets disparaissent par érosion (p. 18), il n'en est pas ainsi pour les petits éléments, lesquels peuvent subir un déplacement considérable, tout en éprouvant une perte de matière des plus réduites. Témoins les nombreux grains restés anguleux. A cet égard, la présence du péridot, déjà signalé par Delesse à l'embouchure de la Loire, et retrouvé dans les sables d'Angers et des environs de Nantes, est démonstrative.

Dans le même ordre d'idées, il faut noter une dissemblance très marquée entre les galets et graviers, d'une part, et les sables actuellement déposés, d'autre part. En amont de Nantes, par exemple, les premiers se résolvent en silex variés, accompagnés de quelques débris de cherts, de morceaux de granite prédominants, de nombreux feldspaths rosés, de quartz, gneiss, mica-

schiste, phyllades, schistes et quartzites. Tous, sauf les silex et les cherts qui viennent au moins de la Touraine, sont originaires de la région. Il est clair, en tout cas, que la composition des sables ne reflète que très imparfaitement celle des gros matériaux qui leur font cortège. La raison en est que ces sables, transportés en suspension, ne restent pas dans le secteur où ils ont pris naissance, et c'est pour le même motif que les grains de quartz demeurent indéfiniment anguleux.

Sables des alluvions anciennes d'Ivry (Seine). — Ce sont des sables gris nuancé de jaune chamois, relativement grossiers, dont les éléments passent par une série d'intermédiaires à de petits graviers mesurant 1 centimètre et plus. A l'œil nu, aussi bien qu'à la loupe, on y discerne des grains blanc mat, de nature indéterminée. Le dépôt fait effervescence aux acides, et après avoir subi leur action, il ne contient plus aucun des grains blancs en question, c'est-à-dire qu'il est à ranger parmi les sables calcarifères.

L'analyse chimique complète de ces sables a donné :

SiO^2 (totale)	82.70
Al^2O^3	2.41
Fe^2O^3	0.64
CaO	7.10
MgO	0.21
K^2O	1.05
Na^2O	0.27
P^2O^5	»
CO^2	4.40
H^2O	1.40
TOTAL	100.78

Deux éléments essentiels, le quartz prédominant et le calcaire, constituent le fond du dépôt.

Le quartz est représenté, notamment, par des grains anguleux très usés et hyalins, dont on reconnaît aisément la forme originelle. De beaucoup le plus répandu, ce type est accompagné de quelques éclats et de grains arrondis figurant parfois parmi les plus petits. Quelques individus de grande taille, presque sphériques tant ils sont usés, ont une surface parfaitement unie et polie, en quoi ils diffèrent complètement du quartz des dunes de Gascogne.

Tous ont gardé un éclat vitreux. Comme le fait pressentir l'examen macroscopique, le diamètre des grains est variable. Dans une prise d'essai quelconque étalée sur une lame, les éléments mesurent de 0 mm. 05 à 1 mm. et plus; les plus répandus atteignent 0 mm. 03 et 0 mm. 04. Les diamètres des grains peuvent donc varier dans le rapport de 1 à 20 et davantage.

De nature calcaire, le second élément essentiel se présente en boules, petites dragées, grains irréguliers de forme générale arrondie et, par exception, subanguleux, toujours opaques, contrastant par leur coloration blanche, grise, jaunâtre, etc., non moins que par leur aspect terne, avec les grains de quartz, incolores et diaphanes comme le verre. Il s'en trouve un, en moyenne, par dizaine de grains de quartz. A volume égal, les débris de carbonate de chaux sont incomparablement plus usés que ceux de quartz.

A titre d'éléments assez rares ou accidentels, je signalerai du feldspath, qu'on s'attendait à trouver avec une certaine fréquence en raison de la présence de blocs de granite, puis des grains de meulière, des fragments de silex, des spicules et Foraminifères, sans parler de quelques minéraux lourds.

La proportion de ceux-ci n'est que de 0.4 p. 100 en poids. Elle est composée, pour les 9/10, d'éléments de couleur brune à reflet d'oxyde de fer, de forme globuleuse, ovoïde ou irrégulière. Il y a parmi eux, et en majorité, des grains réalisant le type de globules parfaits. On peut s'assurer par une attaque prolongée à l'acide chlorhydrique à chaud que ces grains se résolvent en oxyde de fer fixé sur une armature siliceuse. Avec cet élément on observe : *tourmaline* brune en grains arrondis, *magnétite, andalousite, staurotide, zircon, amphibole, apatite* (sous forme de débris osseux). A partir de l'andalousite comprise, ces minéraux deviennent très rares. L'absence de cristaux conservés est presque complète. L'ensemble des minéraux denses témoigne d'une usure très avancée et d'un classement qui n'existe jamais pour le quartz.

Il est certain que les sables d'Ivry accusent une usure relativement grande et, en tout cas, bien supérieure à celle des sables de Loire précédemment analysés. On peut être tenté d'expliquer cette différence en supposant que les sables du Tertiaire parisien ont fourni une importante contribution aux alluvions de la Seine quaternaire et que, partant, les grains de quartz de celles-ci ont subi une double trituration. Telle n'est pas la vérité, car les grains de quartz des sables de Fontainebleau, qui sont à peu près les seuls à mettre en cause pour toute la région en amont de Paris, ont une taille beaucoup plus petite que ceux des alluvions anciennes de la Seine. Au surplus, les minéraux

denses, si caractéristiques des sables marins du Tertiaire parisien, manquent dans les sables d'Ivry. Enfin, l'absence presque totale de la glauconie ne permet pas davantage de faire intervenir les sables albiens. Tout bien considéré, les matériaux des sables d'Ivry ne peuvent venir que du Morvan. Quant aux représentants des nombreuses formations calcaires traversées, ils ont été anéantis par friction ou convertis en éléments arrondis, figurant en minorité dans le dépôt. Et les grains de quartz empruntés aux sédiments traversés, trop petits pour se déposer, ont dû se fixer en aval ou gagner la mer. En définitive, à elle seule, la taille des débris de quartz suffit pour rendre compte de la plus grande usure des grains, comparés à ceux du sable de Loire (p. 53).

Sables du Nil. — Un échantillon prélevé [1] sur la rive droite du Nil, près d'Abou-Kourgas, dans la Haute-Égypte, montre en association des éléments anguleux, usés ou non, et de nombreux grains parfaitement arrondis à caractère éolien. Remarquablement polis, ces derniers se montrent finement écailleux ou chagrinés à la surface. Comme les sables de la Seine, de la Loire, etc., ceux du Nil réunissent des éléments de taille très variée, c'est-à-dire qu'ils se résolvent en grains de sable proprement dits et en poussière de minéraux. Pour fixer les idées, observons que dans n'importe quelle prise d'essai, il existe des éléments mesurant au moins 1 millimètre et d'autres descendant à 0 mm. 01 et moins, les plus répandus de tous variant de 0 mm. 5 à 1 millimètre.

La proportion de minéraux lourds s'élève à 2.9 p. 100. De nature très diverse, ces minéraux ne diffèrent en rien de ceux des limons de débordement du Nil décrits plus loin. Eux aussi sont roulés et usés, ou très anguleux.

Aucune trace organique n'a été observée.

En somme, l'échantillon analysé est parfaitement caractérisé comme sable d'origine mixte, fluviatile et éolienne, les apports fournis par le vent représentant une fraction très importante du dépôt.

Analyse d'un sable d'origine fluviatile indéterminée. — Je crois utile de raisonner sur un exemple, choisi parmi des dépôts d'affinités pétrographiques indéterminées, pour montrer comment les notions acquises dans les

[1] Recueilli par M. Demulling, Directeur de la sucrerie d'Abou-Kourgas, en Haute-Égypte.

pages précédentes permettent de résoudre facilement un problème intéressant. Ce problème est double, en ce qu'il pose deux questions : la constitution même du produit et l'origine première de ses matériaux.

On sait combien la question des limons du Bassin de Paris est restée obscure quant au milieu qui leur a donné naissance [1]. Sans vouloir la traiter ici en hors-d'œuvre, je me borne à appeler l'attention sur l'un d'eux, tous les autres se prêtant au même genre d'études. Il s'agit du « limon fendillé » de la division moyenne des limons des environs de Paris, du Nord de la France et de la Belgique. De ce que tout le monde le désigne sous le nom de limon, on est fondé, semble-t-il, à établir un rapprochement avec les limons de débordement du Nil et à le considérer comme une vase fluviatile. Mais pour beaucoup d'observateurs, le terme « limon » ne préjuge de rien et la question d'origine reste entière. Une étude sommaire va nous permettre de conclure que le limon fendillé est un *sable*, et qu'il doit prendre rang parmi les formations d'origine première *fluviatile*.

On a donné le nom de « limon fendillé » à un dépôt terreux de couleur brune, caractérisé par de petites divisions horizontales, tapissées d'ocre brune et se débitant à l'état sec en petites plaquettes irrégulières. Dans son Traité de Géologie, M. Haug le classe comme formation subaérienne décalcifiée [2].

Un des échantillons de type normal que j'ai prélevés dans une carrière de Villejuif, aujourd'hui comblée, présente la composition chimique suivante :

SiO^2 (totale)	80.55
Al^2O^3	7.86
F^2O^3	3.19
CaO	traces
MgO	0.50
K^2O	1.25
Na^2O	0.48
TiO^2	0.50
P^2O^5	traces
CO^2	«
H^2O	5.15
TOTAL	99.48

[1] La question des limons du Bassin de Paris a été traitée en 1921-1922, dans mon cours du Collège de France.

[2] E. HAUG, Traité de Géologie, t. II (3), p. 1809.

Les coupes minces, pratiquées dans des échantillons de quelque cohérence, montrent du quartz tellement répandu que la gangue est tout à fait reléguée à l'arrière-plan. En association avec des grains simples, on observe dans toutes les sections plusieurs éléments composés, d'origine filonienne, et de très rares débris de silex.

Les organismes font complètement défaut.

Quant à la partie du dépôt qui sert de lien aux minéraux, elle consiste, tantôt en une simple gaine d'argile revêtant tous les éléments et les maintenant en place, tantôt en une trame continue prenant quelque importance, là où les grains s'espacent un peu, mais sans jamais remplir tous les vides du dépôt. Lorsqu'elle est exempte de fer, la matière argileuse est teintée en gris sale, et, dans le cas contraire, en brun. Toujours biréfringente, elle l'est d'autant plus que le fer y figure en plus grande quantité. Quoique de minime importance, cette matière n'en joue pas moins un rôle fort appréciable, du fait qu'elle communique au dépôt une cohérence relative et en raison de l'intérêt pratique qui s'y attache (fabrication des briques).

Les grains de quartz se signalent par une très grande différence de grosseur. Les plus volumineux atteignent 1, 2, 3 millimètres de diamètre, d'autres mesurent 0 mm. 8, 0 mm. 5, et un très grand nombre 0 mm. 1 avec une foule de tailles intermédiaires. Beaucoup d'individus ne dépassent pas 1 ou 2 centièmes de millimètre ; quant aux plus petits, ils mesurent à peine plusieurs μ. Mais la masse principale comprend des grains d'un diamètre supérieur à 0 mm.05, si bien que le dépôt doit être rapporté, sans doute possible, aux sables et non aux vases ou poussières.

Isolés, décapés et séchés, les grains constituent un sable blanc pur, essentiellement composé d'éléments anguleux peu ou point usés. Les autres restent anguleux avec des arêtes émoussées ou tendent vers une forme arrondie. C'est uniquement à partir des tailles moyennes que l'on voit apparaître les grains plus ou moins arrondis. Les plus gros de tous sont, ou subsphériques, ou anguleux, et sans trace d'usure. De loin en loin, il se trouve un individu trahissant une origine éolienne par une surface un peu dépolie et écailleuse.

Par la façon dont ils ont enregistré les actions mécaniques, les grains de quartz, défalcation faite de ceux qui se réclament d'une érosion éolienne, ne nous apprennent rien de précis touchant le milieu qui leur a donné naissance. Néanmoins toutes les probabilités sont en faveur d'une origine fluviatile.

D'abord, l'absence de préparation mécanique exclut l'origine marine, dont il ne peut être question, comme la forme des grains élimine l'action glaciaire. Ensuite, trois caractères s'opposent à ce que le dépôt, du fait qu'il appartient à la catégorie des sables, ait été transporté par le vent : 1° le défaut de préparation mécanique qui met en présence des éléments mesurant jusqu'à 3 millimètres et une poussière ultra-fine; 2° la présence de gros éclats vitreux qui n'ont rien perdu de la vivacité de leurs arêtes; 3° l'existence d'argile en proportion inconnue dans les formations éoliennes. Bref, le dépôt qui n'est, ni marin, ni glaciaire, ni éolien, est forcément d'origine première fluviatile, conclusion qui s'accorde à merveille avec tous ses caractères.

La question de l'origine même des grains de quartz intéresse au premier chef le problème posé. Dérivent-ils des dépôts argilo-sableux tertiaires du Bassin de Paris, conformément à l'hypothèse émise par A. de Lapparent [1] pour tous les limons de ce Bassin? L'explication est certainement à rejeter, car un grand nombre d'éléments du limon fendillé sont de dimensions bien supérieures aux minéraux des sables de Fontainebleau, de Beauchamp, etc. Cette conclusion est corroborée par une partie des minéraux lourds. Très peu nombreux, en moyenne, — 0.095 p. 100 du dépôt, — ils comprennent du *zircon*, formant plus de la moitié du résidu, accompagné de *magnétite, rutile, tourmaline, disthène, anatase, staurotide*, etc., à l'exclusion absolue de la glauconie. Ces minéraux denses mesurent de quelques centièmes de millimètre à 0 mm. 3, dimension limite que n'atteignent pas les minéraux lourds des sables de Fontainebleau, par exemple. Par ailleurs, le zircon intervient dans la constitution du résidu, avec un degré de fréquence qui est fort loin d'être réalisé dans les autres résidus.

Pour conclure, le limon fendillé de Villejuif est un *sable argileux à caractère fluviatile*, dont la roche-mère, pour le moment inconnue, ne peut être cherchée parmi les formations argilo-sableuses du Bassin de Paris. Aucune particularité ne fait supposer que le dépôt ait jamais été calcaire et qu'il soit décalcifié, observation qui ne tranche nullement la question de la composition initiale du sable. C'est à dessein que, plus d'une fois, j'ai parlé d'origine *première*, pour qu'il soit entendu que le problème du remaniement possible des matériaux est réservé.

[1] A. de Lapparent, Traité de Géologie, 5e édit., 1906, t. III, p. 1699.

Il n'est pas inutile de noter en passant que, pour être compréhensive à souhait, une étude d'ensemble de nos limons doit en fixer la constitution, ainsi que l'origine première de leurs éléments. Il est nécessaire, en conséquence, qu'elle s'appuie sur la connaissance approfondie des sables tertiaires. Ce qui est vrai pour le limon fendillé des environs de Paris peut ne pas l'être pour tous les limons fendillés du Bassin et surtout pour les autres limons. Il importe donc de connaître lesdits sables, soit pour constater qu'ils n'ont joué aucun rôle, comme dans le cas du limon fendillé de Villejuif, soit pour démontrer le contraire, dans l'hypothèse, qui n'est point à rejeter *a priori*, qu'il ne sont pas restés étrangers à la genèse de certains limons.

Caractères distinctifs des sables fluviatiles. — Les exemples ci-dessus analysés, et beaucoup d'autres qui me sont connus, nous enseignent que les sables fluviatiles ne tirent pas leur caractéristique de la forme générale des grains de quartz, ni de leur modelé. Sur le lit des cours d'eau comme sur les plages, il y a des sables à grains très anguleux et des sables à grains très usés tendant vers la forme arrondie. Et pour peu que l'attention se porte sur des éléments suffisamment gros, il est possible d'observer dans les sables fluviatiles quelques grains tout aussi usés et non moins globuleux que ceux des sables d'Arcachon.

Bien plus, il est des sables fluviatiles qui font une large place à des grains convertis en globules souvent parfaits, d'origine première éolienne, mais remaniés. De ce nombre sont les sables de l'Adour recueillis à Dax, qui résultent évidemment, pour une grande partie, d'emprunts faits aux sables des Landes.

Le criterium des sables fluviatiles, tant modernes qu'anciens, est fourni par l'absence de préparation mécanique qui laisse subsister côte à côte des grains de taille extrêmement variée. Il y a, de ce chef, une différence profonde et constante avec les sables marins qui, eux, témoignent d'un classement des éléments par ordre de grandeur, généralement poussé très loin, sans jamais atteindre la perfection. Contrairement à ce que l'on peut observer dans beaucoup de sables marins actuels, les organismes sont exclus.

D'autres particularités, comme la présence de nombreux éclats de quartz et l'absence de surface dépolie, sont communes aux sables marins et aux sables fluviatiles.

En somme, *les sables fluviatiles sont caractérisés par l'association d'éléments de taille extrêmement variable et de forme générale anguleuse*, sauf pour les éléments qui peuvent résulter accidentellement d'apports éoliens.

Cas particulier des cours d'eau traversant un lac. — Les échantillons me manquent pour tirer d'analyses suffisamment nombreuses les éléments d'une règle. A la lumière des matériaux dragués par M. l'ingénieur Delebecque dans les lacs de France[1], je puis affirmer qu'il y a certainement beaucoup de sables quartzeux lacustres inséparables des sables fluviatiles. Je n'en crois pas moins prudent d'admettre l'existence possible d'exceptions, c'est-à-dire de sables lacustres qui ont subi une préparation mécanique plus ou moins avancée, les débarrassant de tout ou partie des matériaux les plus fins, concentrés séparément à l'état de vases.

Applications. — Les conclusions qui découlent de l'analyse des sables fluviatiles actuels s'étendent évidemment aux sables fluviatiles anciens et aux grès engendrés par leur consolidation. Il en résulte toute une série d'applications possibles intéressant des sables sans fossiles, d'origine indéterminée, ainsi que des grès, dont on n'a jamais pu fixer le milieu générateur et dire s'ils sont marins, fluviatiles ou lacustres.

En fait de sables, il en existe un peu partout, par exemple dans le Bassin de Paris et dans la presqu'île armoricaine, que leur constitution permet de rattacher, sans le moindre doute, aux sables fluviatiles. Tel est le cas pour des sables infracrétacés du département du Nord, pour des sables grossiers ferrugineux du Sud de la Bretagne, attribués au Pliocène (Rougé, Thouaré, etc.), etc.

Les grès d'origine certainement fluviatile ne manquent pas davantage. La formation éocène du Nord de la France renferme des grès se résolvant en grains anguleux, de dimensions très variables qui réunissent dans une seule coupe mince de gros éléments à contours découpés visibles à l'œil nu, des granules d'une véritable poussière quartzeuse et tous les intermédiaires entre les deux termes extrêmes. Ce sont indubitablement d'anciens sables fluviatiles. A titre d'exemple, je citerai le grès landénien de Lignereuil (Pas-de-Calais) (Pl. XII, fig. 48)[2] réalisant les caractères d'un grès fluviatile typique.

[1] A. Delebecque, Les lacs français, 1898, 436 p., 22 pl.

[2] L. Cayeux, Structure et origine des grès du Tertiaire parisien (*Ét. des gîtes min. de la France*, 1906, p. 19-21).

3. SABLES GLACIAIRES.

(Pl. I, fig. 3.)

L'eau qui s'échappe des glaciers transporte, comme l'on sait, de nombreuses particules minérales en suspension qui lui communiquent une teinte laiteuse très caractéristique. Cette teinte persiste à de grandes distances des glaciers. Daubrée l'a observée dans le Rhin, à la hauteur de Strasbourg, au moment de la grande fonte des glaces, c'est-à-dire en juillet et août.

La « boue glaciaire », qui détermine cette coloration laiteuse, est engendrée par l'usure du lit des glaciers, ainsi que par la trituration et l'écrasement de la moraine de fond, sous l'énorme pression exercée par l'appareil glaciaire.

On n'a presque rien écrit sur les sables glaciaires, et, cependant, on a dit l'essentiel de ce qu'il faut savoir de leurs propriétés. Dès longtemps, Daubrée, examinant les produits obtenus par filtration de l'eau du Rhin à Strasbourg, a reconnu que sa teinte laiteuse résulte de la présence, non d'un limon proprement dit, mais d'un sable formé de grains anguleux d'environ 1/10 de millimètre, lequel compte pour 2/100,000 du poids total. Généralisant son observation, Daubrée a noté que l'écrasement des roches sous le poids des glaces donne naissance à un sable composé de débris anguleux et irréguliers de toute grosseur. Le quartz y prédomine, souvent accompagné de mica ou de chlorite et rarement de feldspath [1]. D'après Dollfus-Ausset, le glacier de l'Aar, qui, avec ses affluents, occupe seulement une surface de 60 kilomètres carrés, fournit par jour 100 mètres cubes de sable emporté par le torrent.

De rares observateurs ont décrit des sables glaciaires et fait connaître leur composition minérale. H. Wichmann [2], par exemple, a reconnu qu'un sable glaciaire, originaire du Tyrol, était principalement formé d'éclats de minéraux et de roches, et rarement de cristaux entiers, variant de la grosseur des grains de sable ordinaires, jusqu'à celle de petites particules poussiéreuses ne laissant discerner aucune forme à la loupe. D'après sa description, le trait dominant du produit est l'existence d'éléments de toute taille.

En fait de minéraux, il a signalé : *quartz*, *orthose*, *muscovite*, *biotite*, *chlorite*,

[1] A. Daubrée, *op. cit.*, p. 254.

[2] H. Wichmann, Mineralogische Zusammensetzung eines Gletschersandes (*Tsch. Mit.*, Bd. VII, 1886, S. 452-455).

épidote, hornblende, actinote, grenat, zircon, rutile, tourmaline, magnétite (?) et *pyrite.*

Enfin, l'on possède comme élément d'information intéressant le résultat d'une expérience de Daubrée. En triturant des roches par pression et frottement, l'auteur a obtenu des sables tout à fait comparables par l'irrégularité des grains aux sables glaciaires[1].

Deux groupes d'échantillons retiendront notre attention. Les uns ont été recueillis par W. Kilian dans le complexe fluvio-glaciaire néowürmien d'Eybens, près de Grenoble, et l'autre par M. L. W. Collet, dans la moraine latérale droite du glacier d'Allalin (vallée de Saas, Valais).

Sables glaciaires d'Eybens (Isère) [Pl. I, fig. 3]. — D'après W. Kilian les échantillons d'Eybens se répartissent entre trois horizons, qui sont de haut en bas :

1. Sable intercalé en amas lenticulaires, dans les dépôts fluvio-glaciaires de Bresson, près Eybens.

2. Argile sableuse jaunâtre, superposée à la précédente, établissant la transition aux dépôts franchement morainiques.

3. Argile bleuâtre interstadiaire d'Eybens, probablement déposée dans un lac interglaciaire.

1. A l'œil nu, le sable de l'horizon supérieur est assez grossier et de teinte grise. La première chose qui frappe en examinant une prise d'essai sous la loupe binoculaire, c'est l'existence de grains de toute taille, en quelque sorte saupoudrés d'éléments extrêmement fins, d'aspect saccharoïde. Cette poudre, à la fois adhérente aux grains et développée à l'état libre, représente le produit ultime de la trituration et de l'écrasement des matériaux sous l'influence de la glace. Par son abondance, non moins que par son association intime aux éléments gros et moyens, elle prête au dépôt une physionomie spéciale qui se traduit par l'absence absolue de classement.

Pour observer les minéraux comme il convient, il est nécessaire d'éliminer cette matière pulvérulente par un lavage rapide, de faire sécher le résidu et de l'analyser à la loupe binoculaire. On constate alors qu'à l'exception des

[1] A. Daubrée, *op. cit.*, p. 254.

phyllites, tous les éléments sont anguleux, sans la moindre trace d'usure, et de forme très variable.

Il existe des éclats, en grand nombre, moins aplatis et plus robustes que ceux des sables marins et fluviatiles, à cassure unie, ridée ou conchoïdale, des esquilles allongées et des grains de dimensions sensiblement égales en tous sens, mais de volume quelconque. Examinés sur fond noir pour en faire ressortir la morphologie de détail, ces différents types d'éléments se montrent ornés d'aspérités, de pointes, de proéminences irrégulières et fragiles. Tous ont un aspect remarquablement vitreux.

Une autre catégorie d'éléments, rencontrée pour la première fois, réunit des grains de fréquence supérieure aux précédents, caractérisés par une surface irrégulière d'un type très particulier. Qu'on imagine un bloc de matière gélive qui se dépouille, sous l'influence du froid, d'une infinité de petites écailles pour être limité finalement par de nombreuses petites facettes, et l'on aura une idée de ce que sont les grains de quartz en question, au point de vue morphologique. Placés à côté des grains limités par de larges plans de cassure, ils en diffèrent d'aspect, du fait qu'ils ne réfléchissent pas la lumière de la même manière. Il est, en effet, de règle que leur modelé marche de pair avec une moindre limpidité.

Lorsque les roches soumises à l'action du glacier sont très solidement agrégées, il s'en détache des fragments de toutes dimensions, si bien que des éléments de très petite taille peuvent être composés. Dans l'espèce, on observe, en faible proportion, il est vrai, des agrégats qui comptent parmi les meilleures caractéristiques du dépôt.

Un dernier trait est fourni par l'éclatement de la totalité des minéraux denses. Sans doute l'absence absolue de forme cristalline a-t-elle été constatée dans les sables de Loire qui n'ont rien de glaciaire. Mais c'est moins cette absence de cristaux que la forme anguleuse de tous les débris de minéraux lourds qui prête au résidu d'éléments denses une physionomie à part.

Il suffit d'ajouter que le sable, à base de quartz, renferme de la muscovite, de la chlorite et de l'amphibole verte, pour en fixer la composition minéralogique d'ensemble. Le résidu lourd est particulièrement riche en chlorite et amphibole.

2. Le dépôt classé sous le nom d'argile sableuse jaunâtre reproduit les caractères essentiels du précédent, sauf à dire que les grains composants sont

moins gros. Les matériaux les plus répandus mesurent 0 mm. 05-10 de diamètre; il en est de plus gros et surtout de plus petits. Quant aux parties les plus fines, elles revêtent également l'état pulvérulent. On peut dire de ce dépôt qu'il réalise tous les caractères d'un sable glaciaire très fin.

La diversité des éléments réunis dans ce produit n'est rien moins que considérable. Au quartz, bourré d'inclusions et souvent laiteux, font cortège les espèces suivantes : *calcite, feldspaths orthose* et *plagioclases, amphibole verte, trémolite, chlorite, biotite, muscovite, zircon, sphène, grenat, tourmaline, anatase, rutile, magnétite, fer oligiste, apatite, épidote, chloritoïde, ilménite* (?) et *limonite*. Parmi les fragments de roches, on reconnaît des schistes séricitoux.

3. Quant à l'argile bleuâtre, elle n'a de l'argile que l'apparence et la consistance qui prêtent d'ailleurs à confusion. Elle se résout en un dépôt extrêmement fin dont les plus gros éléments mesurent seulement quelques centièmes de millimètre, les plus petits, véritablement impalpables, se tenant bien au-dessous de 0 mm. 01. Les uns et les autres sont très anguleux. Des granules calcaires se rencontrent en minorité comme dans la soi-disant argile sableuse. Une fois averti, on peut s'assurer qu'une petite pincée du produit, longuement triturée entre les doigts, donne l'impression d'une matière sableuse extrêmement fine et non celle d'une argile.

En réalité, ce troisième type de dépôt glaciaire n'est pas autre chose que le résultat de la concentration du produit ultime de la trituration et de l'écrasement des roches par la glace.

Somme toute, il y a entre les trois horizons une parenté très étroite quant à l'origine des éléments. Le premier est en quelque sorte le produit brut de l'action glaciaire; le deuxième résulte d'un départ des éléments, qui a dû laisser les plus gros en arrière pour concentrer les moyens et les fins, et le troisième représente le résultat d'un classement poussé plus loin, aboutissant à l'extraction des éléments pour ainsi dire impalpables. Les deux premiers se classent comme sables et le dernier comme boue glaciaire.

Sables du glacier d'Allalin (Valais). — Le dépôt, de couleur grise, se signale à l'œil nu par l'extrême variabilité de la grosseur des éléments qui vont du gravier de 1 centimètre et plus de diamètre aux débris pulvérulents. A la loupe binoculaire, il se décompose en grains et granules de quartz, accompagnés d'une multitude de paillettes de mica blanc et de petits frag-

ments de roches, le tout enseveli dans une poudre cristalline très fine qui en masque les caractères. Après élimination partielle de cette poudre, on constate que tous les grains de quartz et débris minéraux autres que les phyllites sont invariablement anguleux et fréquemment esquilleux. Les phyllites sont plus ou moins morcelées tout en restant lamellaires. Quant aux parties fines, leurs dimensions tombent souvent fort au-dessous de 0 mm. 01.

En définitive, le sable analysé est un complexe très hétérogène, particulièrement riche en mica, et, au premier chef, caractérisé par une absence complète de classement des éléments.

Caractères généraux des sables glaciaires. — Ils se ramènent à quatre :

A. Très grande uniformité dans leurs manières d'être, quelle que soit la roche mise à contribution.

B. Absence absolue de préparation mécanique, particularité qui se traduit par la coexistence de matériaux de toute taille, depuis et y compris de nombreuses particules impalpables jusqu'au gravier proprement dit.

C. Forme invariablement anguleuse des grains de quartz de toutes dimensions et de tous les minéraux lourds, phyllites exceptées.

D. Présence d'éléments composés, autrement dit d'agrégats, réunissant tout ou partie des minéraux de la roche qui les a fournis.

Les organismes font non moins défaut que dans les sables fluviatiles.

On n'oubliera pas que l'élimination des débris les plus ténus peut engendrer des dépôts d'apparence argileuse, toujours confondus avec des argiles, bien que rentrant de par leur composition dans la catégorie des boues siliceuses.

Il est opportun d'observer à cette place que les matériaux figurant dans les sables marins et fluviatiles dérivent avant tout de la désagrégation et de l'altération de roches diverses. Au contraire, ceux qui prennent part à la formation des sables glaciaires sont le résultat du broyage et de l'écrasement de minéraux et de roches, c'est-à-dire que ces sables sont redevables de leur individualité au véhicule solide qui les engendre et les façonne. De ce double processus résultent des facies distincts pour les sables marins et fluviatiles d'une part, et les sables glaciaires, d'autre part.

Tous les sables glaciaires ne rentrent pas dans la catégorie des sables siliceux. Il en est qui, élaborés dans les mêmes conditions, doivent figurer parmi les sables ou vases calcaires. De ce nombre est le « Chalk Boulder Clay » d'Angleterre. Malgré sa nature calcaire, le dépôt est souvent étiqueté « argile glaciaire calcaire ». C'est le cas, notamment, pour des échantillons de Cringleford que je possède. Le terme argile est encore employé ici par abus de langage.

Les dépôts qui viennent d'être analysés n'ont pas été remaniés, ou font partie des alluvions fluvio-glaciaires tout en restant à proximité de leur point d'origine. Une question reste à élucider en ce qui les concerne. Dans quelle mesure se transforment-ils dès que le cours d'eau les entraîne au loin, et gardent-ils indéfiniment quelque chose de l'empreinte profonde que leur ont laissée les glaciers? A cet égard, une analyse des sables du Rhône, par exemple, prélevés de point en point en s'éloignant des glaciers serait des plus instructives.

Applications. — De prime abord, le champ des applications dans le domaine des sédiments anciens paraît devoir être des plus restreints. Peut-être l'est-il beaucoup moins qu'il ne semble. On n'a jamais observé, que je sache, un seul grès qui puisse se réclamer d'une origine glaciaire, et, cependant, si les glaciations se sont multipliées dans le passé, comme on l'a reconnu, la trace doit s'en trouver dans les dépôts engendrés aux dépens de leurs produits. Sans doute ne l'a-t-on jamais cherchée. Dans cet ordre d'idées, il est permis d'escompter plus d'une observation instructive.

Deux cas peuvent se présenter : 1° L'observateur cherche dans des dépôts d'origine glaciaire, probable ou certaine, un témoignage en faveur de l'intervention des glaces; 2° L'analyse de sédiments que rien ne paraît rattacher à l'activité glaciaire lui fournit des raisons de croire à l'existence d'anciens glaciers. L'exemple suivant, tiré des sables du Nil, montre comment le problème peut se poser dans le second cas.

On a vu plus haut (p. 58) que lesdits sables réalisent le type de sables fluviatiles, chargés de nombreux grains éoliens parfaitement caractérisés, et riches en poussière très fine. Les minéraux denses, extraits au moyen du bromoforme, en constituent une proportion très élevée presque égale à 3 p. 100. Or ces minéraux revêtent un facies que je n'ai jamais rencontré dans les sables marins, fluviatiles et éoliens. Non seulement aucune forme cristalline n'est

conservée, mais un grand nombre d'individus ont été littéralement écrasés et réduits en très menus fragments, tous anguleux et irréguliers. Ce facies rappelle tellement celui des minéraux denses des sables et boues glaciaires qu'il impose d'emblée l'idée qu'une partie des matériaux actuellement charriés par le Nil ont été élaborés, autrefois, par des glaciers. Faute de vérification possible, du moins pour le moment, la question reste ouverte, sous réserve que la solution en doit être cherchée du côté des massifs montagneux de l'Abyssinie.

4. SABLES ÉOLIENS.

(Pl. I, fig. 4.)

Je passerai successivement en revue : *A.* les sables des dunes maritimes; *B.* les sables éoliens des régions désertiques.

A. Sables des dunes maritimes.

A défaut de renseignements sur les sables des dunes françaises, on possède quelques données sur ceux des dunes d'Angleterre et de Hollande.

Au dire de Phillips[1], les sables des dunes anglaises sont moins arrondis que ceux des déserts et, selon F. A. Hatch et R. H. Rastall[2], les mêmes sables sont souvent anguleux et rarement aussi arrondis que ceux des régions désertiques.

En ce qui concerne les dunes de Hollande, Retgers a constaté que la dimension des grains est beaucoup plus uniforme que dans les sables marins et que la plupart des minéraux sont fortement arrondis, sans toutefois engendrer des sphères parfaites. On n'en rencontre pas moins dans ces dunes de beaux cristaux de zircon, des octaèdres de fer magnétique et de spinelle et des rhombododécaèdres de grenat dont les faces sont encore bien conservées. Le diamètre moyen des grains est de 0 mm. 2. Une foule de minéraux prennent part à la composition du dépôt : *quartz* (85 p. 100), *grenat, augite, staurotide, magnétite, zircon, rutile, tourmaline, épidote, orthose, hornblende, ilménite, apatite, calcite, feldspaths tricliniques, microcline, cordiérite, sphène,*

[1] J. A. Phillips, On the Constitution and History of Grits (*Quart. Journ. Geol. Soc.*, t. XXXVII, 1881, p. 20).

[2] F. H. Hatch and R. H. Rastall, The Petrology of the sedimentary Rocks, 1913. p. 52.

sillimanite, olivine, disthène, corindon et *spinelle*. On notera l'absence complète de la glauconie et celle du mica dans quelques échantillons[1].

En vain chercherait-on dans ces documents les éléments d'un criterium général, dès l'instant que les grains peuvent être tour à tour arrondis et anguleux.

Dunes de Gascogne (Pl. I, fig. 4). — Un très bel exemple de sables éoliens, accumulés en bordure de la mer, nous est fourni par les sables des dunes de la région d'Arcachon. Entre eux et les sables de la plage voisine, il y a une grande similitude de composition et, dans une certaine mesure, de caractères morphologiques, en raison des remaniements par la mer des matériaux des dunes. Les uns et les autres sont notamment dépourvus de grains calcaires.

Les sables en question tirent leur caractéristique de la forme remarquablement arrondie d'une multitude de grains et d'une préparation mécanique très avancée. Les éléments sont en majorité transformés en globules, ou tout au moins en grains de forme générale arrondie, d'un diamètre de 0 mm. 4-5 pour le plus grand nombre. Presque tous les autres sont encore irréguliers, voire même anguleux, et, de loin en loin, il s'en trouve un qui a conservé un plan d'éclatement d'aspect vitreux. Règle générale, la forme arrondie est plus fréquente dans les gros éléments, mais elle peut être parfaitement réalisée dans les plus petits.

Plus l'usure des matériaux est prononcée et plus les grains revêtent un aspect dépoli à l'état sec. Avec un grossissement suffisant cet aspect se traduit par une surface finement écailleuse. Sous l'influence des chocs répétés, les éléments, projetés les uns contre les autres, éliminent, en effet, de minuscules écailles. Les unes se détachent sur-le-champ, les autres, et ce sont les plus nombreuses, restent fixées temporairement par un point jouant le rôle de charnière, se soulèvent, vibrent, grâce à quoi une petite quantité d'air s'interpose entre le corps du grain et la lamelle. Toute écaille qui reste ainsi adhérente fait disparaître l'apparence vitreuse sur toute la surface qu'elle recouvre. Il ne fait d'ailleurs pas de doute que la quasi-juxtaposition des lamelles engendre des surfaces dépolies, car leur enlèvement, qui se confond avec le

[1] T. W. Retgers, Ueber die mineralogische und chemische Zusammensetzung der Dünensande Hollands und über die Wichtigkeit von Fluss und Meeres-sanduntersuchungen in Allgemeinen (*N. J. Min., Geol., Pal.*, 1895, Bd. I, 16-74).

mécanisme de l'usure, fait immédiatement reparaître l'éclat vitreux sur les cassures correspondantes. Le phénomène a pour corollaire l'élimination de particules très exiguës et finalement une poussière impalpable.

Les minéraux lourds, identiques à ceux du sable de mer (p. 40), participent également de la forme générale arrondie des éléments constituants. Je citerai plus spécialement la magnétite comme réalisant cette forme de façon remarquable[1]. La staurotide, l'andalousite et la fibrolite, qui sont les plus caractéristiques du résidu de minéraux denses, ont subi le même sort. On pouvait prévoir qu'il en serait ainsi. A grosseur et dureté égales, les minéraux lourds et le quartz doivent enregistrer les actions mécaniques de façon différente, les premiers s'usant plus vite que le quartz. En outre, si l'on tient compte des coefficients de dureté, on se rend compte que tel élément doit être plus usé et arrondi que tel autre. Par exemple, la magnétite qui a pour densité 5.2 et pour coefficient de dureté 5.5-6 s'use naturellement beaucoup plus vite que le quartz dont le poids spécifique est de 2.6 et la dureté 7. C'est pourquoi elle revêt la forme globuleuse parfois dans la perfection.

A en juger par l'examen rapide d'autres sables de ces mêmes dunes de Gascogne, celui d'Arcachon ne représente pas le type moyen. Un échantillon prélevé dans une dune de Soulac accuse une moindre usure générale et l'existence de plans de cassure restés vitreux. N'empêche que le dépolissage des éléments reste la règle.

Autres types de dunes formées de sables siliceux. — Delesse[2] a signalé sur les côtes du Morbihan une série de dunes, distinctes des autres dunes françaises par la présence de débris de coquilles, assez nombreux pour constituer 10 à 30 p. 100 du dépôt.

Un échantillon recueilli par M. Milon sur la côte nord du Finistère, à Santec (plage dite « du Gulf-Stream »), qui en contient 10 p. 100, renferme notamment de nombreux restes de Mollusques fragmentaires, laiteux, jaunâtres, jaune rosé, violacés, multicolores, anguleux, subarrondis, ou en plaquettes, et jamais polis. Des spicules de Calcisponges y ont été reconnus par M. Milon. Très prépondérants, les grains de quartz sont anguleux et, par exception, arrondis. Les éclats abondent. En fait d'autres minéraux, on peut citer des

[1] L. Cayeux, Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires, pl. XIV, fig. 6.
[2] Delesse, *op. cit.*, p. 12, 191-193.

feldspaths, d'une certaine fréquence, dont plusieurs sont encore limités par des plans de clivage, de la biotite, etc. C'est au fond un sable de mer, trop peu façonné par le vent pour qu'il y ait classement et usure de ses matériaux[1].

L'analyse d'un sable de Saint-Cast a donné :

SiO^2	31.10
Al^2O^3	4.06
Fe^2O^3	0.79
CaO	30.55
MgO	1.20
K^2O	1.07
Na^2O	1.51
TiO^2	traces
P^2O^5	traces
CO^2	25.20
H^2O	3.25
TOTAL	98.73

En supposant toute la chaux rapportée au carbonate de chaux, la teneur en calcaire du sable en question serait de 54.55 p. 100.

D'autres dunes, celles-ci typiques, sont localisées sur les bords de la Manche et de la Mer du Nord, où elles prennent un sérieux développement (Equihen, Ambleteuse, Wissant). Les sables d'Equihen[2], par exemple, sont essentiellement composés de grains de quartz de forme générale anguleuse, dont toutes les facettes et les moindres accidents du relief sont polis. Avec eux, on observe une notable proportion d'éléments parfaitement arrondis et polis ainsi qu'un petit nombre de débris calcaires, jaunâtres, brunâtres, également arrondis et jamais polis. Rares sont les grains de quartz à surface dépolie. Le diamètre de ces matériaux est compris entre 0 mm. 12 et 0 mm. 45, les plus répandus mesurant de 0 mm. 2 à 0 mm. 3. Les diamètres varient

[1] Des sables de dunes de Saint-Cast (Côtes-du-Nord), également recueillis par M. Milon, renferment jusqu'à 59.4 p. 100 de carbonate de chaux. A vrai dire, il s'agit moins de dunes proprement dites que d'amoncellements de sables sur les plages mêmes, sous l'influence du vent de mer. De là, les caractères aberrants des dépôts, au point de vue de la conservation des organismes calcaires et de la teneur en carbonate de chaux, sans parler de la morphologie des grains de quartz.

[2] Recueillis par le Dr Veillard.

donc tout au plus dans le rapport de 1 à 4, en quoi les sables en question ne diffèrent pas des sables marins.

Sous le rapport morphologique, les sables d'Ambleteuse et de Wissant se distinguent de ceux d'Equihen par une proportion beaucoup plus faible d'éléments arrondis.

En définitive, ces sables éoliens du Pas-de-Calais, tout en gardant le facies de sables marins par la forme générale anguleuse de la très grande majorité des éléments et leur classement, se réclament du vent par le polissage de tous les détails de leur modelé. Les éclats eux-mêmes ont acquis un certain poli. Mais il ne s'agit que d'une nuance qui ne sollicite nullement l'attention au premier coup d'œil. Bref, l'empreinte éolienne est restée très superficielle.

Il est inutile de souligner à quel point ces sables diffèrent de ceux d'Arcachon, qui ont enregistré l'action éolienne par une multitude de grains arrondis et dépolis.

B. Sables des dunes continentales.

Au témoignage de plusieurs auteurs, les sables des régions désertiques sont formés de grains beaucoup plus arrondis que ceux des dunes maritimes. Sorby note que les grains de quartz des déserts d'Égypte sont tellement usés que la forme originelle en est presque complètement détruite; un petit nombre d'entre eux réalisent même la forme de sphères parfaites. De son côté, Phillips nous apprend que les sables des grands déserts africains et de l'Arabie Pétrée ont leurs grains très usés sans mélange de fragments anguleux, les plus gros étant plus arrondis que les plus petits. On sait encore, d'après Blanford, que ceux des dunes de l'Inde sont également arrondis[1]. De leur côté, MM. F. H. Hatch et R. H. Rastall signalent que les grains de sable des grands déserts affectent la forme de grains de millet. Une donnée concordante avec les précédentes nous est fournie par M. J. Thoulet pour un sable de Hasi-bel-Kebach, près Ouargla. De couleur ocreuse, jaune rougeâtre, ce sable est formé de « grains remarquablement arrondis, rugueux et chagrinés »[2].

[1] Les sables des déserts de l'Inde sont poussés dans l'Indus, lequel, comme l'Adour, charrie des sables renfermant de nombreux grains arrondis.

[2] J. Thoulet, Étude minéralogique d'un sable du Sahara (*Bull. Soc. Fr. Min.*, t. IV, 1881, p. 262).

Enfin, un élève de M. Thoulet, Sudry, envisageant la question d'un point de vue général, a formulé la conclusion suivante : *La sphéricité des éléments, l'uniformité du grain et enfin une stratification entrecroisée particulière, tels sont donc les trois caractères des dépôts éoliens continentaux*[1].

Grande fut ma surprise lorsque, sortant du domaine bibliographique pour observer les faits, j'ai dû constater que, d'une manière générale, l'exception avait été érigée en règle.

Quelques exemples sont nécessaires pour faire ressortir la diversité des types, non moins que la complexité du problème des sables éoliens en pays désertique[2].

Sables du désert de Néfoud, au Sud d'El-Djouf (Arabie). — Recueilli en juin 1886 entre Sheqiq et Gobbah. Sable roussâtre composé de grains de diamètre très variable (0 mm. 02-0 mm. 8) et d'une poussière très fine dont les plus petites particules ne dépassent pas quelques μ. Grains anguleux et polis dominants. Les plus gros sont arrondis et dépolis. C'est un sable à caractère fluviatile très accentué, renfermant de volumineux éléments éoliens comme les sables des déserts d'Égypte.

Sables du désert arabique égyptien. — Un échantillon recueilli à Ambros en 1869, et un autre aux environs d'Abou-Kourgas, dans la Haute-Égypte, sont tous deux riches en poussière impalpable et renferment de nombreux grains volumineux, mesurant jusqu'à 1 mm. et davantage. Les plus gros, en forte proportion, sont presque tous arrondis et dépolis comme ceux des dunes d'Arcachon; quelques-uns restés très anguleux. La forme arrondie s'observe dans quelques individus qui ne dépassent pas 0 mm. 1. Nombreux minéraux denses, brisés ou arrondis. Sable engendré sous une double influence, fluviatile et éolienne.

Sables des dunes du désert lybique égyptien. — Même physionomie que le précédent, sauf que la poussière a disparu. Les plus gros éléments ne dépassent pas 0 mm. 6; les plus petits descendent à 0 mm. 05. La proportion d'individus parfaitement arrondis est moindre que dans les sables du désert arabique. Ici, comme là, des éléments de forme générale anguleuse parmi les plus volumineux et, inversement, des grains arrondis dans les petits (0 mm. 16, par exemple). Plusieurs cristaux de quartz, courts, avec pointements usés.

Sables d'El-Oued-Souf (N. du Grand Erg oriental et N. E. de Touggourt). — Sable jaune chamois clair, composé de grains dont les diamètres varient dans les rapports

[1] L. Sudry, Puissance de transport des courants d'eau et des courants d'air (*Ann. Inst. Océan.*, t. IV, 1912, fasc. IV, p. 64).

[2] Outre les échantillons décrits, j'ai examiné quelques sables du Sahara, mis obligeamment à ma disposition par M. Bourcart, chef de travaux au laboratoire de géographie physique de la Sorbonne, à qui j'adresse mes remerciements.

de 1 à 16 (0 mm. 05–0 mm. 83). Très nombreux grains parfaitement arrondis, à surface dépolie. Des éléments mesurant 0 mm. 2 et 0 mm. 3 sont convertis en ellipsoïdes et globules parfaits, à côté d'éléments anguleux mesurant 0 mm. 6. Aucune trace de poussière. Comme les précédents, ces sables suggèrent l'idée d'apports éoliens dans un milieu fluviatile.

Sables des environs de Biskra. — De couleur brun pâle, nuance chêne clair. Rapport des diamètres, 1 à 10 (0 mm. 0 5 à 0 mm. 50), abstraction faite d'une poussière très fine, peu développée, résultant d'un vannage imparfait. Plusieurs cristaux de quartz. Très rares éléments arrondis, jamais dépolis. Tous les grains polis.

Sables des dunes de Tenick-er-Rinel (15 km. au N. de Mecheria et à environ 200 km. au S. d'Oran). — Sables roux clair dont les éléments témoignent d'une grande uniformité. Diamètres extérieurs observés : 0 mm. 05 – 0 mm. 18. Composés en presque totalité de grains irréguliers, subanguleux, avec tendance vers la forme arrondie, mais l'usure n'est généralement pas assez prononcée pour que la silhouette première des fragments cesse d'être visible. En somme, les éléments parfaitement arrondis sont des raretés. Tous les grains sont polis, et ils le sont dans tous les détails de leur modelé. L'absence de cassures fraîches est la règle absolue.

Sables de l'Oum Ghebira (N. du Grand Erg occidental). — Rouge foncé, d'aspect très ferrugineux, composés de grains dont les diamètres varient dans le rapport de 1 à 35 (0 mm. 03 – 1 mm. 05), de forme irrégulière, anguleuse, aux arêtes à peine émoussées ou usées, voire même arrondies; tous les plans de rupture, sans exception, ont perdu l'aspect vitreux si caractéristique du quartz. Les éclats paraissent infiniment rares et encore ont-ils subi un commencement d'usure. Tous les éléments sont comme enduits d'une matière cireuse comparable au vernis du désert, avec lequel elle se confond probablement. A cet état, ils diffèrent suffisamment d'aspect de ceux qui ont été analysés jusqu'à présent pour que ce vernis soit tenu pour caractéristique de l'action éolienne, dans certains déserts tout au moins. Il s'agit là, malheureusement, d'une propriété appelée à disparaître dans des conditions déterminées, car de même que les galets vermiculés sont susceptibles de perdre leur vernis sous l'action d'une pluie diluvienne, de même les grains de quartz vernissés peuvent être dépouillés rapidement de leur enduit lorsqu'on les traite par de l'eau faiblement acidulée. Il y a donc toutes probabilités pour que ce produit, réduit à une pellicule d'épaisseur inappréciable, disparaisse complètement si, à un climat sec, succédait un climat pluvieux. Quoi qu'il en soit, il ne peut être question de fonder un diagnostic sur un caractère d'emprunt qui n'a même pas l'avantage d'être constant.

Débarrassés de leur vernis, les grains reprennent un aspect vitreux et rien ne trahit à première vue une origine éolienne. A vrai dire, la physionomie d'un pareil dépôt est celle d'un sable fluviatile, de par les variations de grosseur des éléments rassemblés. Parmi les matériaux constituants, il en est qui ont subi un commencement de dépolissage. Les autres, quelle que soit leur forme, tirent leur caractéristique d'une surface unie, polie dans la perfection. Grains polis et dépolis se signalent par l'absence absolue de cassures fraîches. Alors que dans les cours d'eau et dans la mer les actions mécaniques suffisent pour fragmenter

le quartz, en milieu éolien, elles se bornent à l'user. De là, une différence profonde entre les sables marins et fluviatiles, d'une part, et les sables éoliens, comme ceux de l'Oum Ghebira, d'autre part. En fait, les premiers renferment en grand nombre des éclats de quartz sans trace d'usure, et des éléments pour le moins limités en partie par des cassures fraîches, matériaux qui manquent dans les seconds.

Sables de Guern-ech-Chouf (N. E. de Tabelkosa, Gourara, au Sud et en dehors du Grand Erg occidental). — De couleur ocreuse, composés de grains irréguliers, jamais arrondis, et de rares cristaux de quartz aux arêtes fortement émoussées. Sables très fins, dont les éléments, de taille fort peu variable, mesurent de 0 mm. 1 à 0 mm. 3. La préparation mécanique atteint ici un degré jamais égalé dans les autres sables sahariens observés, en quoi les sables de la région de Gourara diffèrent beaucoup des échantillons prélevés au N. du même Erg (p. 76). Toujours privés d'enduit, les grains sont invariablement polis et dépourvus de cassures fraîches.

Un autre échantillon rapporté du Grand Erg occidental, mais de provenance exacte inconnue, est un sable roux dont les éléments mesurent de 0 mm. 05 à 0 mm. 60, dimensions extrêmes qui sont d'ailleurs très rares, les plus nombreux accusant 0 mm. 25 et 0 mm. 30. Les éléments anguleux l'emportent de beaucoup. Tous sont polis.

Coloration des sables. — La presque totalité des dunes sahariennes sont redevables à l'oxyde de fer de belles colorations jaunes, rouges et brunes, de différentes nuances. Cette substance enrobe les grains sur toute leur surface d'un enduit d'épaisseur inappréciable, ou s'individualise en mouchetures largement séparées. Cela suffit pour donner l'impression d'une teneur en fer de beaucoup supérieure à la réalité. On ne sait pas où, quand et comment, l'incrustation s'est produite, mais deux hypothèses seulement sont à envisager. Ou bien, la coloration préexiste au transport et à l'accumulation des sables; ou bien, elle s'est développée dans la dune même. La première hypothèse entraîne cette conséquence que les grains, au cours de leur déplacement, ont subi une usure tellement insignifiante qu'ils ont gardé leur revêtement ferrugineux, ce qui n'est guère vraisemblable. Dans la seconde, la question de l'origine du fer ne laisse pas que d'être mystérieuse. Peut-être le minéral résulte-il d'une migration de la profondeur vers la surface, le substratum fournissant une solution ferrugineuse qui envahit toute la masse par capillarité en période de pluies d'orage. Ce serait la répétition sous une autre forme du phénomène qui concentre le fer de la profondeur à la partie supérieure des produits latéritiques. Ce serait, au surplus, un témoignage de stabilité en faveur des dunes sahariennes.

Conclusions.

Il est inutile de multiplier davantage les exemples, car la question qui se pose reste invariablement la même. Pourquoi les sables éoliens enregistrent-ils de plusieurs manières l'action dynamique de l'atmosphère, et que signifie le défaut de classement constaté dans maints sables sahariens ?

1. D'ores et déjà, il résulte avec évidence de ce qui précède que la forme arrondie des grains de quartz, qu'on était fondé à considérer comme le criterium des sables éoliens, tout au moins dans les régions désertiques, d'après les témoignages précis et concordants apportés par divers savants, ne peut être retenue comme caractéristique. Néanmoins, les grains de sables éoliens sont plus usés en moyenne — à grosseur égale — que les éléments des sables marins et fluviatiles, ainsi qu'on pouvait d'ailleurs le prévoir. On peut, en effet, poser en principe, avec F. H. Hatch et R. H. Rastall, que l'usure des grains transportés par le vent doit progresser plus vite que celle des éléments mis en mouvement par les vagues et les cours d'eau. La raison en est, qu'en se mouvant dans l'air, les minéraux ne perdent rien de leur poids, alors que, déplacés dans l'eau, une partie seulement de leur poids intervient dans les phénomènes de friction.

Il n'en est pas moins vrai que la grande majorité des sables sahariens analysés sont essentiellement ou exclusivement composés de grains irréguliers de forme générale anguleuse, ce qui ne laisse pas de surprendre l'observateur préparé à observer le contraire.

Cette question de l'usure et de la morphologie des grains de quartz, d'une part, et la différenciation des sables éoliens, d'autre part, n'est intelligible qu'à la lumière de la loi suivante :

Pour chaque milieu éolien, il y a une limite de taille et, en définitive, de poids, à partir de laquelle les minéraux en grains, au lieu de s'user mutuellement par friction en roulant les uns sur les autres, flottent dans l'atmosphère et restent indéfiniment au même état d'usure. En d'autres termes, le facies des grains de quartz éoliens est fonction de leur volume et de leur densité, ainsi que de la vitesse du vent.

Dans ces conditions, il est évident que, toutes choses égales d'ailleurs, c'est-à-dire la vitesse et la puissance de transport du vent restant les mêmes, et les

matériaux ayant même composition, les sables éoliens doivent se répartir en trois catégories distinctes :

A. Tous ou presque tous les éléments sont suffisamment gros pour rouler les uns sur les autres. En ce cas, exceptionnel à ce qu'il semble, le sable est formé d'éléments globuleux et dépolis.

B. Une fraction seulement des éléments réalise les conditions nécessaires pour être convertis en grains arrondis, tous les autres restant en suspension dans l'air jusqu'à la mise en place plus ou moins définitive. Ex. : sables à caractères mixtes dont les plus gros seulement sont arrondis ou dépolis.

C. Une troisième catégorie réunit les sables dont tous les éléments sont trop petits pour rouler les uns sur les autres et se transformer en sphérules. Il en résulte que les grains restent indéfiniment anguleux. Un très grand nombre de sables sahariens en font partie.

Il n'est pas rare d'observer, côte à côte, des éléments de même taille : les uns, globuleux et dépolis; les autres, anguleux et polis, comme si la règle formulée se trouvait en défaut. Cette anomalie doit s'expliquer par des remaniements qui rassemblent, à un moment donné, dans un même milieu, des éléments qui sont aux prises pour la première fois avec l'action éolienne et d'autres, déjà façonnés avant d'être incorporés aux sables dont ils font maintenant partie intégrante.

A défaut d'un caractère très simple et unique comme la sphéricité des éléments pour identifier les sables éoliens, il n'est pas impossible de les différencier des sables élaborés, ou simplement façonnés, en milieu liquide. Tout bien considéré, les sables éoliens enregistrent l'action dynamique de l'atmosphère de deux façons. Sont-ils suffisamment gros, leurs éléments s'usent, s'arrondissent et revêtent un aspect *dépoli* très marqué. Tel est le facies des grains généralement considérés à tort comme seuls révélateurs d'une intervention éolienne, et qu'on peut observer aussi bien dans les dunes maritimes que dans les dunes continentales. Sont-ils, au contraire, de taille trop exiguë pour cheminer dans les mêmes conditions que les plus gros et s'user rapidement, ils restent anguleux et prennent peu à peu un aspect remarquablement *poli*. Quel que soit le modelé des grains, aucun détail du relief n'échappe au travail d'usure et de polissage. Le résultat se traduit par l'absence absolue de cassures fraîches, alors que les sables marins et fluviatiles contiennent quantité d'éclats

de quartz, exempts de toute trace d'usure, et de grains où l'on reconnaît encore des plans de fracture, qui ont gardé l'éclat vif et gras, si caractéristique des cassures fraîches du quartz [1].

Quant au mécanisme qui aboutit au polissage des grains, il reste tout entier à élucider.

Il y aurait, de la sorte, deux caractéristiques des sables éoliens, tour à tour applicables suivant les éléments considérés.

2. D'après plusieurs auteurs, Retgers, Sudry, etc., les sables éoliens sont caractérisés par une grande uniformité de grain, c'est-à-dire par une préparation mécanique très avancée. Telle n'est pas la vérité, et à beaucoup près, pour tous les sables éoliens. Dans les limites de la précédente analyse, il y a lieu de distinguer, au point de vue du classement des matériaux, quatre types de sables éoliens dans le domaine de l'Afrique du Nord.

A. Certains sables, comme ceux du désert arabique, nous mettent en présence d'un dépôt à caractère fluviatile très accentué, renfermant comme termes extrêmes une poussière impalpable et de nombreux grains arrondis et dépolis, très typiques, mesurant jusqu'à 1 mm. 15. Pareils sables ne sont éoliens que par leurs gros éléments, car ils n'ont même pas subi l'opération du vannage nécessaire pour les débarrasser de la poudre de quartz qu'ils renferment. Le même enseignement découle de la considération des sables du désert d'El-Djouf (Arabie).

B. Une deuxième manière d'être répond au même type de sable privé de ses particules poussiéreuses. Tel est le cas pour des sables de l'Oued Souf, au Nord du grand Erg oriental, dont le diamètre des éléments varie dans le rapport de 1 à 16, et, dans une moindre mesure, pour des sables du désert lybique. De part et d'autre, il existe de nombreux grains arrondis et dépolis, en compagnie de plus petits, simplement polis. Tous ont été vannés, mais les éléments restants ont subi une préparation mécanique des plus imparfaites, trahissant une origine première fluviatile.

C. Une troisième série comprend des sables formés de grains d'aspect très uniforme à l'œil nu, tous trop petits pour être arrondis et dépolis, dont la pré-

[1] Dans tous les cas, l'emploi de la loupe binoculaire s'impose pour fixer les caractères de la surface des éléments.

paration mécanique est loin d'être achevée. A ce groupe se rapportent des sables réunissant des grains dont le diamètre varie, par exemple, de 1 à 10 (Grand Erg occidental, région de Biskra, etc.), de 1 à 12 (Grand Erg occidental), voire même de 1 à 35 (Nord du Grand Erg occidental). Dans l'espèce, le vannage complet du produit est la règle, sauf pour un échantillon des environs de Biskra qui a gardé des éléments de poussière extrêmement fine.

D. Enfin, il est des sables, rares, si l'on en juge par l'état actuel de nos connaissances, de même facies que les précédents à l'œil nu, qui sont très bien classés. Tel est le cas pour un sable de dunes non sahariennes (Mecheria, au Sud d'Oran) dont la taille des éléments est comprise entre 0 mm. 05 et 0 mm. 18, et pour un autre sable, originaire de Gourara (Sud du Grand Erg occidental), dont le diamètre des éléments varie de 1 à 3.

En moyenne, la préparation mécanique des sables de dunes maritimes est beaucoup mieux réussie, sans doute parce que les sables de mer étaient déjà classés avant d'être livrés au vent. Pour les sables du Pas-de-Calais, notamment, les rapports entre les tailles extrêmes sont très faibles (12/45, Equihen; 35/58, Wissant, etc.).

Le problème de l'origine première des sables sahariens se pose de lui-même, en raison du classement très imparfait des éléments qui paraît être la règle générale, mais non absolue. Il y a parmi eux des sables certainement fluviatiles, et il en est d'un développement considérable dont l'origine fluviatile est des plus probables. Pour quelques-uns seulement, rien ne fait supposer qu'ils aient été primitivement charriés et façonnés par des cours d'eau. Reste à établir les proportions des différents types à la lumière d'un grand nombre d'analyses. Le sujet présente un tel intérêt pour toute la zone saharienne qu'il importe de le reprendre sur des bases plus larges. Son étude approfondie ne saurait trouver place ici et, par ailleurs, je n'en ai pas les éléments nécessaires.

Je dois à la vérité de dire que la question n'est plus entière et qu'une observation de M. E. F. Gautier plaide, non moins que les données précédentes, en faveur d'une origine fluviatile. Dans son admirable petit livre sur le Sahara, l'auteur écrit : « Les immenses cuvettes sahariennes, qui sont des zones d'épandage, sont tapissées sur des épaisseurs inévaluables de sable

meuble, dont l'origine fluviatile n'est pas douteuse. Or les cuvettes alluvionnaires sont le lieu d'élection des grandes dunes. Les ergs, en règle générale, se sont formés sur des zones d'épandage. Il est impossible de se soustraire à l'idée qu'il y a un lien probable de cause à effet, dans une certaine mesure. Tout se passe comme si c'était l'érosion fluviale qui a fourni à la dune, au moins pour une part importante, sa matière constituante, le sable meuble et libre »[1].

Données générales sur les sables.

Caractères différentiels. — Si l'on envisage le cas général, et lui seul, les sables analysés se distinguent les uns des autres par les principales propriétés suivantes :

Les *sables marins* sont composés d'éléments de forme générale anguleuse, accompagnés ou non de grains de forme générale arrondie, susceptibles de l'emporter, et de dimensions uniformes. Ces caractères s'appliquent avant tout aux sables littoraux qui sont à peu près les seuls représentés dans la série ancienne, ceux des plages pouvant varier d'un point à l'autre.

Les *sables fluviatiles* réunissent des grains de forme et de taille extrêmement différentes, y compris des éléments d'une véritable poussière.

La même absence de préparation mécanique s'observe dans les *sables glaciaires,* caractérisés par des éléments invariablement anguleux, d'aspect broyé, renfermant des éclats de roches et, par conséquent, des agrégats en nombre parfois très élevé, et riches en poussière de minéraux.

Quant aux *sables éoliens*, ils constituent un ensemble hétérogène, formé de deux types foncièrement différents : l'un, caractérisé par des grains très arrondis et dépolis; l'autre, par des éléments de forme générale anguleuse, à surface entièrement polie. La préparation mécanique des matériaux est, soit très avancée, soit des plus imparfaites, dans les deux groupes, et c'est vraiment à tort qu'elle a servi de criterium général aux sables de cette catégorie.

Il est possible que la pratique mette l'observateur en présence de quelques dérogations corrrespondant à des cas particuliers. C'est le sort réservé à toutes

[1] E. F. Gautier, Le Sahara, 1923, p. 36.

les classifications qui font rentrer dans des cadres rigides et simples des matériaux infiniment variés dans le détail, engendrés dans des milieux qui ne sont pas moins sujets à variations.

Caractères des sables susceptibles de persister dans les grès. — Quelle qu'en soit l'origine, les sables sont susceptibles d'être convertis en grès. Il est donc naturel de se demander dans quelle mesure il est possible de retrouver dans les grès les caractères spécifiques, permettant de différencier les sables déposés en des milieux distincts.

A priori, il est évident que la morphologie des grains et les dimensions relatives des éléments sont les seuls caractères des sables susceptibles d'être mis en évidence dans les grès, tous les détails du modelé des éléments échappant complètement aux investigations.

Ceci dit, un grès exclusivement formé de grains très irréguliers à contours anguleux, sans trace d'usure, accompagnés d'agrégats représentant des éclats de roches et d'une fine poussière de quartz, sera toujours un grès *glaciaire.*

Un grès, composé, pour une bonne partie, de grains à section circulaire ou subcirculaire, peut être *marin, éolien,* ou *fluviatile* avec éléments éoliens. Le cas des sables des plages et dunes d'Arcachon fait prévoir l'existence, que je crois très exceptionnelle, de grès marins caractérisés par une forte proportion de grains de quartz parfaitement arrondis, et de grès de même type, mais d'origine éolienne (p. 40 et p. 71). Quant au grès fluviatile avec éléments éoliens, il se reconnaîtra aisément à l'absence de préparation mécanique des matériaux.

Un grès qui se résout en grains de forme générale anguleuse avec ou sans mélange d'éléments subarrondis, les uns et les autres classés, sera un grès *marin* dans la presque totalité des cas, la réserve visant les sables éoliens dont la préparation mécanique est très avancée. L'existence de grès composés de grains anguleux, de dimensions très uniformes, d'origine éolienne est donc à envisager.

Enfin un grès formé d'éléments de toutes tailles, anguleux, subanguleux et subarrondis, faisant place à une véritable poussière, est un grès *fluviatile* ou *lacustre.*

On voit par ces brèves indications, forcément très schématiques, que la détermination du milieu qui a façonné et rassemblé les grains est généralement possible, mais qu'elle ne l'est pas toujours. Le cas envisagé est d'ailleurs le

plus difficile de tous, en ce qu'il fait totalement abstraction des conditions de gisement.

Coloration des grains de quartz et sables. — Par eux-mêmes les grains de quartz sont généralement incolores. Toujours due à des matières étrangères, la couleur des sables a de multiples causes :

1. Présence d'inclusions diverses. Lorsqu'elles sont liquides, gazeuses et vitreuses, elles troublent la limpidité des grains, et leur communiquent un aspect laiteux qui se traduit pour l'ensemble par une teinte grise. Le fer à différents états, soit sous forme de nuages non résolubles en particules et jouant le rôle de pigment, soit en granules et poussière, donne aux sables une apparence plus ou moins souillée.

2. Dépolissage par usure mécanique de tout ou partie des grains, qui enlève aux sables leur aspect hyalin et les colore en blanc, gris blanc ou gris.

3. Corrosion superficielle, localisée ou généralisée, qui a également pour effet de teinter les sables en gris.

4. Intervention des enduits dont il va être question.

5. Existence de minéraux étrangers. Ex. : sables glauconieux.

Enduits des grains de quartz. — Il est plutôt rare que les grains de quartz soient exempts d'incrustations qui en recouvrent tout ou partie de la surface. Dans une foule de cas le revêtement est minéral (argileux, ferrugineux, etc.); il peut être organique, — tel est le cas pour l'enduit antimouillant qui fait flotter les grains sur l'eau[1], ou à la fois minéral et organique (alios).

Ces enduits ont pris naissance à des moments différents de l'histoire des sables :

1. Les incrustations sont originelles. Ex. : kaolin, chlorite, etc., substances qui sont restées adhérentes aux grains après leur libération.

[1] H. Devaux, Sur la présence d'un enduit antimouillant à la surface des particules de sable et de terre végétale (*C. R. Ac. Sc*, t. 162, 1916, p. 197-199).

2. La genèse de l'enduit est contemporaine de la sédimentation. Ex. : glauconie, phosphate de chaux, argile.

3. Le revêtement est d'origine postérieure à la sédimentation. Ex. : oxyde de manganèse des sables de Beauchamp. Il est même des cas où son existence est étroitement liée à la surface actuelle du sol (oxyde de fer des sables de Fontainebleau).

La question des enduits, à laquelle on n'attache à tort qu'une médiocre importance, au point de vue théorique, est un sujet de grand intérêt dans le domaine pratique. N'était l'objet de la présente étude qu'il y aurait lieu de lui consacrer de longs développements.

Enrobés dans une pellicule très mince, les grains de quartz peuvent acquérir de nouvelles propriétés, disproportionnées, semble-t-il, à la petite quantité de matière qui leur est surajoutée. J'en donnerai seulement quelques preuves : l'argile à très faible dose modifie beaucoup l'aspect et les qualités physiques des sables. Une simple pellicule argileuse fixée autour des grains rend les sables mouvants en présence de l'eau, et suscite parfois d'énormes difficultés dans l'exécution des travaux publics. Un enrobement très appréciable par la même matière, outre qu'il communique une certaine plasticité au dépôt, en fait un produit précieux, pour la fonderie de fonte en particulier. De même l'incrustation des grains par des matières étrangères plus fusibles que le quartz joue un rôle de premier plan dans la fabrication de certains produits, comme les briques de silice utilisées dans les fours Martin, etc.

Sans entrer dans le détail des choses, on peut dire que le champ des applications des sables aux grains incrustés est plus vaste que celui des sables purs.

Analyse physique des sables quartzeux. — L'analyse physique quantitative d'un sable est une opération de longue haleine si on la fait complète. Aussi ne faut-il l'entreprendre que dans la mesure où elle est réellement utile. En aucun cas, elle ne doit être faite pour elle-même. J'ai donné, ailleurs, des exemples d'analyses très détaillées de sables, l'un de M. Thoulet[1] qui fait une grande place aux tamisages, l'autre, de M. Retgers[2] dont toutes les opérations se font à l'aide des liqueurs lourdes. Convaincu de l'inutilité des

[1] L. Cayeux, Introduction, p. 18.
[2] *Ibid.*, p. 13.

nombreux fractionnements dans l'étude des sables, je préfère opérer très simplement, comme il suit :

Une première prise d'essai sert à déterminer la teneur en carbonate de chaux par les procédés connus et à caractériser les organismes. Une deuxième permet de classer les matériaux en catégories à l'aide des tamis, le nombre de tamisages étant fixé uniquement par le parti à tirer des différents lots. Une troisième et dernière, préalablement décalcifiée, sert à l'étude de tous les minéraux et à la séparation des éléments denses. Pour ceux-ci l'analyse peut être qualitative ou quantitative.

Dans le cas des sables d'Arcachon, par exemple (p. 71), on peut se donner pour tâche d'en grouper les éléments en deux catégories : d'une part, les grains arrondis, qui sont les plus gros; d'autre part, les grains de forme générale anguleuse, qui sont les plus petits. S'il n'est pas utile de séparer les éléments de taille différente, on peut prendre pour modèle le schéma suivant, répondant au cas le plus simple de tous :

00 p. 100 de carbonate de chaux.

00 p. 100 d'insoluble. { quartz. / minéraux lourds.

ou

00 p. 100 de carbonate de chaux.

00 p. 100 d'insoluble. { quartz. / glauconie. / minéraux lourds.

La glauconie est éliminée par tamisage quand le diamètre des grains dépasse sensiblement celui du quartz et, dans le cas contraire, à l'aide de l'électro-aimant.

Lorsque la matière argileuse intervient en quantité appréciable, l'analyse se complique d'une décantation[1]. Il y a, d'ailleurs, toute une série de variantes possibles. Par exemple, dans le cas d'un sable riche en spicules, on pourrait extraire ceux-ci par tamisage et les faire figurer dans le tableau d'analyse.

Classification des sables quartzeux. — Le caractère spécifique des sables quartzeux est généralement fixé par un qualificatif tiré d'un élément détritique, organique ou secondaire. Ex. : sable *calcaire, argileux, kaolinique*,

[1] L. Cayeux, *op. cit.*, p. 24.

feldspathique, ferrugineux, glauconieux, micacé, bitumineux, pyriteux, etc. On dit également : sable *ferrifère, aurifère, stannifère,* etc. Par exception, la détermination s'en fait par un complément. Ex. : *sable à gemmes*. Rien ne s'oppose au maintien de la terminologie en usage.

POUSSIÈRES ET BOUES QUARTZEUSES.

($< 0^{mm}05$.)

Généralités. — A l'exemple de plusieurs auteurs, j'emploie les termes *poussières* et *boues* pour désigner les sédiments les plus fins, restés meubles, mais sans admettre que les deux groupes se correspondent toujours terme à terme. A l'état sec les vases sont à proprement parler des poussières, mais tous les types de vases ne sont pas représentés dans la catégorie des poussières.

Il en est des poussières comme des sables, c'est-à-dire qu'elles englobent des dépôts de nature variable remplissant certaines conditions de grosseur. Pour M. J. Thoulet[1], la vase réunit les éléments très fins, susceptibles de franchir le tamis 200 et dont le diamètre se tient par conséquent en-dessous de 0 mm. 04. F. H. Hatch et R. H. Rastall[2] rangent dans le même groupe (*mud* et *dust*) les roches meubles composées de matériaux d'un diamètre inférieur à 0 mm. 05, limite que j'ai également adoptée (p. 9).

Du moment que les poussières et les vases sont conditionnées par le diamètre de leurs éléments, sans égard pour leur composition, l'emploi de qualificatifs sera non moins nécessaire que pour les sables, si l'on veut les désigner avec précision.

Origine première des matériaux des poussières et boues. — Tout bien considéré, les éléments des poussières et boues sont élaborés par des processus très divers : désagrégation et décomposition des roches éruptives et cristallophylliennes (p. 29); trituration des minéraux et roches poussée à l'extrême par l'eau à l'état liquide et solide; usure des minéraux et roches par les actions éoliennes. Le produit ultime de ces divers phénomènes, concentré à la suite d'une préparation mécanique, est une poussière ou une boue extrê-

[1] J. Thoulet, Précis d'analyse des fonds sous-marins actuels et anciens, 1907, p. 56.
[2] F. H. Hatch and R. H. Rastall, *op. cit.*, p. 66.

mement fines. C'est de cette manière que prennent naissance les matériaux des *poussières* et *boues quartzeuses*, ainsi que des *boues argileuses*, celles-ci ayant pour point de départ la décomposition des silicates alumineux plus ou moins complexes, aboutissant à la mise en liberté de silicates d'alumine hydratés.

La formation des *boues calcaires* met en œuvre des processus très différents. De la trituration des matériaux calcaires par l'eau, sous toutes ses formes, résulte un produit extrêmement fin qui n'est autre qu'une vase. Des boues calcaires sont également engendrées par l'accumulation d'organismes calcaires de taille très exiguë, comme les algues calcaires du groupe des Coccosphères, des Rhabdosphères, etc., par la fragmentation des coquilles, consécutive d'un phénomène de dissolution dans la mer, et probablement par l'instabilité de l'aragonite convertie en calcite.

En dernière analyse, les boues, considérées dans leur ensemble, résultent de trois activités distinctes, *dynamique*, *organique* et *chimique*. Les conditions d'élaboration des éléments constituants sont telles que leur accumulation en dépôt implique le plus souvent un phénomène de remise en mouvement et de concentration. C'est le cas pour toutes les boues quartzeuses et argileuses, et pour une partie seulement des boues calcaires.

Expériences de Daubrée[1]. — Les expériences de Daubrée sur la trituration des roches, en présence de l'eau, et leur transformation en galets ont montré, pour la première fois, que le principal produit de l'usure des fragments n'est pas du sable, comme on l'avait souvent prétendu, mais du limon, c'est-à-dire une matière extrêmement fine qu'il faut ranger parmi les vases. Il est opportun de rappeler ici que 3 kgr. de feldspath ont donné 2 kgr. 720 de limon après 192 heures de rotation dans un cylindre de fer, soit après un parcours de 400 km.[2].

Le limon engendré par la trituration du granite est, en général, impalpable et tellement ténu qu'il reste plusieurs jours en suspension dans l'eau. A l'état mouillé, le limon d'origine granitique est très plastique; par la dessiccation, il se prend en masses si solides qu'on ne peut toujours les briser sans l'aide d'un marteau. Daubrée sépare ces boues plastiques des argiles infusibles résultant de la décomposition des roches granitiques.

[1] A. Daubrée, Études synthétiques de Géologie expérimentale, 1879, p. 248-279.
[2] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 271.

Le limon obtenu par la trituration des feldspaths « est d'une ténuité telle qu'il rend le liquide opalin et ne s'en sépare pas, même après un repos de plusieurs jours. Il rend la filtration excessivement lente et traverse les filtres. A l'état mouillé, il jouit d'une certaine plasticité et ressemble à de l'argile à pâte courte; mais une fois desséché, il s'en distingue en ce qu'il devient pulvérulent » [1].

1. POUSSIÈRES ATMOSPHÉRIQUES.

On a publié sur ce sujet quantité de travaux qui, laissant généralement dans l'ombre la question des caractères minéralogiques et chimiques des poussières, font connaître avant tout les circonstances et l'importance de leur chute [2].

Pluies de poussières. — Chaque année, des poussières, en provenance du Sahara et du Soudan, sont transportées en immense quantité, durant l'hiver, à de grandes distances de leur point d'origine. Elles vont obscurcir l'atmosphère, notamment dans les parages des îles du Cap-Vert, que les navigateurs ont désignés du nom très significatif de « mer des ténèbres ». La quantité en est telle qu'elles peuvent intercepter la lumière au point que des bâtiments se sont jetés à la côte.

En janvier 1831, Ch. Darwin[3], voyageant à bord du *Beagle*, fut témoin dans la région du Cap-Vert d'une importante chute, dont le produit, étudié par Ehrenberg, était en grande partie constitué par des Infusoires [4]. D'après cet auteur, des pluies de poussières, d'origine saharienne, ont été enregistrées à plus de 1600 km. de la côte et en des points distants de plus de 2500 km. dans la direction du Nord au Sud.

En 1883, les Canaries ont reçu une pluie de ce genre dont l'importance dans les parties repérées a été évaluée à près de 4 millions de mètres cubes [5].

[1] A. Daubrée, *op. cit.*, p. 277.

[2] S. C. Stuntz and E. E. Free, Bibliography of eolian Geology (*U. S. Dess. of Agric. Bur. of Soils. Bul.* n° 68, 1911, p. 174-263).

[3] Ch. Darwin, Voyage d'un naturaliste autour du monde (trad. Barbier, 2e éd. 1883, p. 5 et 6).

[4] Cette poussière recueillie à bord, à 480 km. de la terre, renfermait des «particules de pierre ayant environ le millième d'un pouce carré».

[5] E. Van den Broeck, Les poussières africaines. — Les pluies de sang et la mer des ténèbres (*Bull. Soc. belge de Géol., Pal. et Hydrol.*, t. XVI, 1902, p. 540).

Ces pluies de poussières, très fréquentes dans l'Atlantique, sont étroitement liées à l'existence de vents alizés N.-E. et sont parfois désignées sous le nom de « poussières d'alizés ».

Des chutes, d'importance variable, ont été signalées en une foule de points. Le 10 mars 1901, des poussières sont tombées à Tunis, sur une grande partie de l'Europe, et notamment en Allemagne. On en a observé en Algérie, au Portugal, en Angleterre, au Grœnland, etc.

En Chine, les pluies de poussières viennent toujours du Nord-Ouest. Dans une chute dont fut témoin le P. de Decken, des missions chinoises, la poussière recouvrait une région immense, et son accumulation atteignait jusqu'à 2 pouces d'épaisseur[1].

Avec beaucoup de raison, M. E. Van den Brœck a fait remarquer que la répétition fréquente, périodique et annuelle des pluies sédimentaires dans les parages des îles du Cap-Vert, jointe aux faibles apports continentaux de la côte du Sahara et du Soudan, où ne débouche aucun fleuve, doit fatalement introduire sur les fonds sous-marins une proportion d'éléments détritiques spéciaux, que ne comporte point la situation géographique et bathymétrique des sédiments marins en voie d'accumulation[2]. Les dragages sous-marins exécutés dans la partie orientale de l'Atlantique nord, entre le Sénégal et l'Amérique, ont retrouvé la trace de ces apports, sous la forme de nombreux grains de quartz, pourvus d'un enduit ocreux témoignant d'une origine désertique[3]. La possibilité d'une association intime, à grande échelle, d'éléments détritiques d'origine éolienne et de dépôts de haute mer — c'est-à-dire de deux sortes de matériaux qui paraissent s'exclure — ne devra jamais être perdue de vue dans l'interprétation des sédiments anciens. Elle peut expliquer des anomalies de caractères tenues pour mystérieuses.

Les brèves indications que l'on possède sur la nature des produits fournis par les chutes dont il vient d'être question font supposer que le sable y joue un rôle important. Taquin[4] parle des pluies de *sables* aux Canaries et

[1] O. Van Ertborn, Observation (*Bull. Soc. belge de Géol...*, t. XVI, 1902, p. 542).

[2] E. Van den Brœck, *op. cit.*, p. 540.

[3] La conservation de cet enduit témoigne d'une usure nulle au cours du déplacement.

[4] Dr A. Taquin, Les pluies de sable aux Canaries (*Bull. Soc. belge de Géol., Pal. et Hydrol.*, t. XVI, 1902, p. 540-541).

M. E. Van den Brœck[1] de *sables* et *poussières* tombés dans la région du Cap-Vert[2].

Il en résulte que les matériaux acheminés vers l'Atlantique par les alizés ne rentrent que pour partie dans le groupe des poussières atmosphériques typiques[3].

Analyse d'une poussière tombée à Tunis, le 10 mars 1901. — Un échantillon recueilli par Bertainchand[4] à Tunis, lors de la chute du 10 mars 1901, enregistrée en Afrique et principalement en Europe, sur une aire considérable, est un produit très fin, de couleur rose saumon pâle. Cette teinte persiste en partie après quelques minutes d'ébullition dans de l'eau très chargée d'acide chlorhydrique. Bertainchand en a donné l'analyse suivante :

Eau	3.00
Matières organiques	6.50
Sulfate de chaux[5]	2.85
Carbonate de chaux	9.78
Phosphate de magnésie	0.29
Oxyde de fer	4.10
Alumine	2.13
Silice	70.95
Corps non dosés	0.40
TOTAL	100.00

[1] E. VAN DEN BROECK, *op. cit., id.*, p. 540-542.

[2] D'après M. Van den Brœck, les sables des Canaries, de couleur blanche, viendraient du Sahara, et les sables et poussières de la région du Cap-Vert, généralement brunâtres ou rougeâtres, seraient fournis par les plaines limoneuses et sablo-limoneuses latéritiques et rougeâtres du Soudan. Mais cette exclusion des sables sahariens, comme source possible des sables ocreux transportés dans l'Atlantique, est des plus discutables, car les sables du Sahara sont toujours plus ou moins incrustés d'oxyde de fer (p. 77).

[3] Le vent du désert peut même transporter de gros matériaux ainsi que l'a observé Foureau. Lors d'une tornade, par vent N.-E., en août 1899, à Agadès, des nuages de poussière d'une teinte cuivrée se déplacèrent pendant une heure avec une « fantastique rapidité, aveuglant tout le monde, déchargeant les chameaux, renversant les ânes » et transportant «non seulement du sable mais aussi des gros graviers ». (FOUREAU, *op cit.*, fasc. 1, 1903, p. 83).

[4] BERTAINCHAND, Sur les poussières atmosphériques observées à Tunis le 10 mars 1901 *C. R. Ac. Sc.*, t. 132, 1901, p. 1153-1155).

[5] Non identifié par l'analyse pétrographique des produits.

L'élément fondamental du dépôt est le quartz en granules, dépassant par exception 1/10 de millimètre pour atteindre au maximum 0 mm. 15 de plus grand diamètre. Entre les nicols croisés, la plupart polarisent dans les tons gris ardoisé, preuve que leur épaisseur est au plus celle du quartz des coupes minces, soit 0 mm. 025-0 mm. 03. Une foule de particules ne mesurent même pas 0 mm. 01. Le produit est donc une poussière des plus typiques.

A la loupe binoculaire, il est formé de granules et d'éclats vitreux, d'une limpidité absolue, et d'éléments d'apparence corrodée et dépolie, plus nombreux que les premiers. Au microscope, on peut se rendre compte qu'une foule de ces granules dépolis tendent vers une forme générale arrondie qu'ils ne réalisent que très rarement. En somme, les éléments aplatis paraissent l'emporter de beaucoup.

Aux débris de *quartz* s'ajoutent des granules de *calcite* de forme irrégulière ou subrhomboédrique[1], de nombreuses écailles de *silex* mouchetées d'oxyde de fer, et des *orthoses* d'une fraîcheur absolue d'origine probablement secondaire. Ce minéral affecte la forme de cristaux très aplatis suivant g^1 (010), limités géométriquement sur tout ou partie des éléments.

Relativement très important, le résidu de minéraux lourds est formé de *zircon, muscovite, hornblende, tourmaline, magnétite, grenat, rutile, glauconie, anatase,* etc. Sauf quelques zircons en grains et cristaux originellement arrondis, tous ces minéraux sont fragmentaires et ne manifestent aucune trace d'usure. Il est curieux d'observer que la presque totalité des éléments mesurent au moins 0 mm. 05, c'est-à-dire que leur taille est celle de minéraux de sables et non de poussières.

L'absence, absolue semble-t-il, d'apatite ou de phosphate de chaux amorphe, visibles dans la poudre, n'exclut pas la présence du phosphore. En lavant à l'eau distillée une très petite quantité de poussière pour en décanter les parties les plus ténues, y compris la matière argileuse, on peut s'assurer par une réaction microchimique au molybdate d'ammoniaque, que le produit impalpable éliminé renferme une dose appréciable de cet élément. Quoique invisible, il existe pourtant dans le dépôt, en liaison étroite avec les impuretés de nature ferrugineuse et argileuse. Je doute qu'il soit réelle-

[1] La proportion de ces granules fait supposer une teneur en calcaire inférieure à celle de l'analyse.

ment combiné à la magnésie, comme l'indique l'analyse de Bertainchand, et je suppose, de préférence, que le phosphore est fixé par adsorption dans l'oxyde de fer, comme il l'est dans la glauconie, conformément aux vues de M. K. Smulikowski[1].

Lœss de Chine. — La chute de poussières dont il vient d'être question revêt un caractère trop accidentel pour qu'il s'y attache un grand intérêt géologique. Rapidement dispersés, les éléments transportés par le vent n'ont engendré aucun dépôt stable dont on puisse retrouver l'équivalent dans le passé. Tel n'est pas le cas pour des poussières qui tombent chaque année en certaines régions de Chine. J'ai signalé plus haut une pluie ayant engendré deux pouces de dépôt. Que le phénomène se répète avec une certaine fréquence, et il en résultera une formation d'origine éolienne, susceptible de prendre de l'importance avec le temps.

Les observations relevées par von Richthofen[2], sur les chutes de poussières, au cours de ses voyages à travers la Chine, l'ont conduit à attribuer une grande efficacité au vent comme agent de transport, et à lui rapporter la formation du lœss de Chine.

Dans le bassin du Hoang-Ho, la puissance du lœss atteint 400 mètres et davantage. Sur toute sa hauteur, le dépôt, complètement dépourvu de stratification, présente une grande uniformité de caractères. Les paillettes de mica qu'il renferme n'obéissent à aucune disposition particulière. Près de la surface, le lœss affecte « une sorte de *structure capillaire*, accusée par un réseau de veines minces ramifiées semblables à des traces de racines, généralement incrustées sur les bords par un enduit de carbonate de chaux[3] ».

D'après von Richthofen, « le lœss de Chine est constitué par de fines particules d'un silicate hydraté d'alumine, avec de menus grains de quartz, *toujours anguleux*, et de très petites paillettes de mica. Une matière colorante d'un brun jaunâtre de nature ferrugineuse ne fait jamais défaut, ainsi que le carbonate de chaux, dont la concentration, en certains points, donne lieu à des

[1] K. Smulikowski, O glauconicie (*Kosmos. Bull. Soc. pol. des Naturalistes*, 1924, p. 502-554, pl. III).

[2] F. von Richthofen, China. Ergebnisse eigener Reisen und darauf gegründeter Studien. Bd. I, 1877, 2e Ch. Die Löss-Landschaften in Nördlichen China und ihre Beziehungen zu Central-Asien, p. 56-84.

[3] A. de Lapparent, Traité de géologie, 5e éd., 1906, p. 1694-1695.

concrétions de forme bizarre, appelées *poupées du læss*. Enfin, la masse est imprégnée de sels alcalins ». La matière organique y figure en faible proportion.

De son côté, A. de Lapparent définit le lœss une sorte de boue argileuse, assez fortement chargée de calcaire.

Les diagnostics que je viens de rappeler font du lœss un dépôt à base d'argile. Si telle était la vérité, le lœss rentrerait dans le groupe des vases et poussières argileuses. Or le dépôt est plus quartzeux qu'il n'est argileux, ainsi que le montre l'analyse micrographique de deux échantillons : l'un originaire de Chihli (Hsuan-Hua-Hsien) et l'autre de King-Tchéou (Kan-Sou).

Læss de Chihli. — L'échantillon étudié, que je dois à l'obligeance de M. Ting, Directeur du service de la carte géologique de Chine, forme un bloc parallélipipédique[1] constitué par une poussière très fine de couleur beige. Il est assez cohérent pour se prêter à la taille des coupe minces. Décalcifié et débarrassé de l'oxyde de fer qui le teinte, le dépôt se décolore complètement et revêt l'aspect d'une poudre gris blanc.

L'analyse complète d'une prise d'essai a donné les résultats suivants :

SiO^2	55.70
Al^2O^3	13.27
Fe^2O^3	5.10
CaO	7.15
MgO	2.37
K^2O	2.27
Na^2O	1.51
TiO^2	0.60
P^2O^5	0.18
CO^2	8.20
H^2O	3.20
TOTAL	99.55

Il est clair que la teneur en alumine est loin d'être assez élevée pour faire rentrer le dépôt dans le groupe des argiles. Par contre, la proportion de silice légitime l'attribution du lœss de Chihli aux poussières siliceuses.

[1] A l'une de ses extrémités, le bloc est pétri de fragments anguleux de grès, mesurant 1 centimètre et plus, certainement introduits dans le dépôt par ruissellement.

La même conclusion découle de l'examen des coupes minces. On y distingue deux éléments essentiels : du quartz et du calcaire. Je dis calcaire, bien que l'analyse signale une assez forte proportion de magnésie. Au total, il y aurait 12.7 p. 100 de carbonate de chaux, dont une partie serait probablement combinée à du carbonate de magnésie, pour engendrer de la dolomie, à moins qu'on ne soit en présence d'un carbonate de chaux magnésien, question qu'il m'est impossible de trancher ici. De prime abord, le premier de ces minéraux ne paraît pas très répandu, parce que seuls les moins petits appellent l'attention, et que le milieu très souillé par des impuretés rend l'observation difficile; mais avec un fort grossissement on reconnaît une infinité de granules minuscules, teintés en bleu ardoise foncé entre les nicols croisés. La calcite est disséminée en granules intimement associés au quartz, en taches, amas et traînées renfermant des inclusions de quartz et parfois de muscovite. Des plages sont à base de calcite. Il est évident que cette substance a fait partie intégrante du dépôt à son origine même. De fines paillettes de mica, fixées dans toutes les positions et répandues par dizaines dans l'espace d'un centimètre carré, émaillent les coupes analysées entre les nicols croisés. Tout ce qui n'est pas quartz ou calcite est pigmenté par une matière ocreuse qui communique aux préparations un aspect sale.

Un petit fragment de lœss plongé dans l'eau libère rapidement la plus grande partie de ses éléments. Le produit ainsi désagrégé montre du carbonate de chaux réalisant différentes manières d'être : petits granules de calcite pure, de forme anguleuse et grains souvent globuleux ou ovoïdes, également purs, d'une seule orientation optique. Il s'y trouve, en outre, de nombreux complexes ocreux d'aspect sale, régulièrement limités ou non, dans lesquels on ne distingue rien du tout le plus souvent, mais qui laissent deviner de temps en temps l'existence, soit de calcite, soit de quartz. En opérant sur ces amas extraits de la poudre, on constate que l'action de l'eau, faiblement acidulée par l'acide chlorhydrique, produit une effervescence marquée et met en liberté quantité de granules de quartz. Ce sont des agrégats dans lesquels il entre, en plus du quartz dominant, de la calcite, de l'oxyde de fer et un peu de matière argileuse, le tout résultant de l'agglutination faite *in situ* d'une petite portion de poussière par la double intervention d'oxyde de fer et de carbonate de chaux. La poussière délayée met encore en évidence de minuscules agrégats quartzeux qu'il est préférable d'étudier dans le produit décalcifié. On y observe, en outre, de fines aiguilles incolores, souvent réduites à l'épaisseur

d'un trait, que j'attribue avec doute au gypse, et qu'il faut peut-être rapporter aux sels alcalins signalés par von Richthofen.

L'examen de la poudre décalcifiée révèle de très grandes différences entre les tailles extrêmes des éléments. Le plus gros fragment de quartz observé atteint 0 mm. 16, et le plus petit, à peine un μ, c'est-à-dire que le rapport des diamètres est de l'ordre de grandeur de 160 à 1. Les plus nombreux mesurent 0 mm. 04. Bref, on est en présence d'une poussière des mieux caractérisées.

Sous la loupe binoculaire, le lœss de Chihli décalcifié se montre formé de granules vitreux et surtout d'éléments dépolis d'apparence corrodée, les uns et les autres à contours anguleux, subanguleux ou subarrondis.

Très nombreuses sont les écailles d'une roche très cryptocristalline dans laquelle on observe des éléments de quartz de taille très exiguë, généralement accompagnés d'une phyllite en paillettes non moins petites. Sans doute, une partie de la potasse signalée par l'analyse est-elle à rapporter à cette phyllite.

Le résidu insoluble contient des feldspaths détritiques assez fréquents (*orthose*, *microcline* et *feldspaths plagioclases*) et une notable proportion de minéraux denses, tels que *magnétite*, *muscovite*, *tourmaline*, *grenat*, *corindon*, *disthène*, *chlorite*, *amphibole* et *pyroxènes* verts, *staurotide*, etc. L'absence complète d'espèces titanifères est à noter. De même que dans la poussière tombée à Tunis, ces minéraux denses sont fragmentaires, à l'exception de quelques individus à rapporter au zircon.

Pour ce qui concerne le phosphore, je pourrais répéter, mot pour mot, ce que j'ai dit de la poudre tombée à Tunis (p. 93). L'apatite et le phosphate amorphe manquent. Mais le traitement par le molybdate d'ammoniaque de la boue ultra-fine obtenue par décantation révèle la présence du phosphore, probablement fixé par adsorption dans le complexe ferro-argileux.

Lœss de King-Tcheou. — Au point de vue de la coloration et de la finesse du grain le produit ressemble de façon frappante au lœss de Chihli. Le diamètre des minéraux oscille entre 0 mm. 168 et plusieurs μ, la majorité ne dépassant pas 0 mm. 05.

Le carbonate de chaux, développé dans la proportion de 8.6 p. 100, y figure sous deux facies. Il est représenté par des granules anguleux de calcite, parfois subrhomboédriques, et très rarement par un cristal parfait, les uns et les autres ayant un diamètre de quelques dixièmes de millimètre tout

au plus. Ce type de carbonate de chaux est accompagné de grains calcaires, se résolvant entre les nicols croisés en agrégats de granules d'une extrême finesse. Ceux-ci ont été empruntés à des calcaires préexistants, tandis que ceux-là sont d'origine secondaire.

On y retrouve, mais plus nombreuses, les aiguilles du lœss de Chihli rapportées dubitativement au gypse.

Le résidu insoluble est essentiellement composé de quartz à l'état de granules, de poussière et de minuscules agrégats de la taille des granules renfermant ou non une phyllite qui est peut-être la séricite. Presque tous les éléments de quartz sont irréguliers de forme et anguleux; quelques-uns, plus ou moins arrondis, ne modifient en rien le caractère d'ensemble. En moyenne, le quartz dépoli est beaucoup moins répandu que dans la poussière recueillie à Tunis.

La collection des minéraux rassemblés dans le lœss de King-Tchéou comprend, outre le *quartz* et la *séricite* (?), quelques feldspaths détritiques (*microcline*, et un feldspath triclinique indéterminé), quelques petites *orthoses* probablement secondaires, et un résidu de minéraux lourds des plus variés : *zircon* très fréquent, *amphibole* brune abondante, *hornblende*, *tourmaline*, *anatase*, *magnétite*, *muscovite*, *biotite*, *rutile*, *disthène*, *épidote*, *grenat*, *staurotide*, *chlorite*, *sillimanite*, *pyroxène* et plusieurs types indéterminés. Soit un total de plus de vingt espèces différentes. La muscovite, les amphiboles, la tourmaline et l'anatase sont les éléments de beaucoup les plus caractéristiques du résidu. Le zircon a pour représentants des fragments anguleux, des cristaux complets sans indices d'usure, des formes ovoïdes probablement originelles, de longs prismes aux pointements arrondis, etc. Hormis cette espèce, il n'y a pour ainsi dire pas de minéraux lourds pourvus de contours cristallins. L'état fragmentaire est donc la règle comme pour la poussière recueillie à Tunis et le lœss Chihli. La question du phosphore se résout de la même manière que dans les autres poussières analysées.

En fait d'organismes, je n'ai observé que de très rares Diatomées, à l'exclusion absolue de représentants calcaires.

Conclusions. — Il n'est pas utile de multiplier les analyses de poussières authentiques pour en fixer les traits fondamentaux.

Du point de vue minéralogique et chimique, ces poussières se classent en deux catégories. L'une, celle tombée à Tunis, est une poussière essentielle-

ment quartzo-calcaire; les autres, représentées par les lœss de Chine, sont de nature quartzeuse, argileuse et calcaire [1].

Nous retiendrons que les quelques échantillons analysés témoignent d'une grande uniformité de caractères : prédominance de la forme anguleuse des granules, grand nombre d'éléments aplatis, c'est-à-dire d'éclats, et d'agrégats à facies d'écailles; absence de classement qui réunit dans une même prise d'essai des grains de diamètre variant dans un rapport susceptible d'atteindre 1 à 160, présence constante de carbonate de chaux en proportion appréciable, absence ou extrême rareté des organismes et degré de fréquence relativement élevé des minéraux lourds dont l'état fragmentaire est la règle.

La préparation mécanique des matériaux, sous l'empire de l'atmosphère en mouvement, n'intervient en réalité qu'à partir d'une certaine limite. Au-dessous de cette limite — qui est de 0 mm. 15-0 mm. 16 — pour les échantillons considérés, les éléments de poussières s'accumulent pêle-mêle.

Il est à noter que l'action éolienne n'imprime pas aux minéraux une physionomie caractéristique, comme dans le cas des sables de certaines dunes. *A priori,* il est évident que le vent ne peut agir sur le modelé des granules, par la raison même que les matériaux flottent et que toute friction durable est impossible. Dans ces conditions, la forme et l'état d'usure des particules préexistent toujours à l'intervention éolienne. Pour tout dire, la forme même des grains dépend dans une certaine mesure de l'action éolienne, en ce sens que le vent, classant les éléments au départ par un phénomène de vannage, enlève de préférence les fragments aplatis, à partir d'une certaine dimension, variable avec la puissance de transport du vent, etc.

On peut ajouter que, de par l'exiguïté des éléments composants les poussières de nature quartzeuse sont fatalement assujetties à une règle : *Toutes doivent être à base de granules anguleux.* C'est, en effet, la forme que revêtent invariablement les parties les plus fines, issues de la trituration des roches et du quartz, en particulier dans les différentes conditions envisagées au cours

[1] Dans aucune d'elles je n'ai observé ces « globules noirs, bruns et jaunes, d'origine cosmique », signalés par M. J. Thoulet au sein de poussières, récoltées dans des clochers en France, et qui, d'après l'auteur, feraient partie intégrante des sédiments éoliens. Il est d'ailleurs très probable que ces globules dérivent de poussières et fumées d'usine, etc., et qu'elles n'ont rien de cosmique. [J. Thoulet, Analyse d'une poussière éolienne de Monaco (*Ann. Inst. Océan.*, t. III, fasc. III, 1911, p. 6 et 7)].

de notre étude des sables. Une fois élaborés, ces matériaux échappent indéfiniment à l'usure par friction.

Il est un autre motif pour qu'il en soit ainsi : La vitesse de chute des particules les plus fines est très faible [1], ainsi que le démontrent les poussières du Krakatoa, portées à de grandes hauteurs et restées en suspension pendant plus d'une année. En outre, elle peut être retardée, comme l'a supposé M. J. Thoulet, par la condensation de la vapeur d'eau autour de chaque élément. On conçoit que dans ces conditions les granules restent pareils à eux-mêmes pendant toute la durée du transport.

Exemple de poussière ancienne : Ergeron [2]. — On désigne couramment sous le nom de limons, en donnant à ce terme son acception la plus compréhensive, des dépôts meubles accumulés à l'époque pleistocène dans certains grands bassins fluviatiles, sous des influences encore sujettes à discussion. L'un de ces limons, dénommé « ergeron » en France et en Belgique, paraît devoir être assimilé, sans réserve, à un véritable lœss. C'est pourquoi, j'en vais dire quelques mots, en montrant comment, dans l'espèce, le raisonnement contribue au moins autant que l'observation à imposer la notion d'origine éolienne.

On sait que l'ergeron, déposé à l'époque du Renne, s'étend en nappe continue sur les plateaux des environs de Paris, et qu'il en descend sans interruption pour garnir les flancs des vallées. A elle seule, cette allure condamne l'hypothèse du ruissellement, invoquée pour expliquer la formation de l'ergeron sans le concours d'un autre agent, et l'on peut ajouter qu'elle est non moins défavorable à celle de l'origine fluviatile.

L'ergeron est de tous les limons celui qui rappelle le plus le lœss par ses caractères physiques et minéralogiques. Sa couleur claire est à peu de chose près celle du lœss typique, mais le grain en est sensiblement moins fin.

[1] Elle dépend avant tout de la viscosité de l'air et de la pesanteur. Or la viscosité diminue en même temps que la température avec l'altitude. Cette vitesse a donc tendance à augmenter avec la hauteur. Mais inversement, la viscosité s'accroît en même temps que s'élève la température, au fur et à mesure de la chute. Il en résulte que l'accélération, du fait de l'augmentation de la gravité, est compensée par le développement de la viscosité. La conséquence est que la vitesse de chute des poussières extrêmement fines est, en somme, de valeur à peu près égale à toutes les altitudes, comme si la pesanteur n'intervenait pas.

[2] L. Cayeux, Origine éolienne de l'ergeron des environs de Paris [*C. R. du XIII^e^ Congrès géol int. Belgique*, 1922, p. 1231-1234 (1925)].

Univ. of Arizona Library

Pas plus que le lœss il ne donne l'impression d'un dépôt argileux, sous les doigts.

A l'exemple du lœss de Chine, il renferme de nombreux « tubes » calcaires, engendrés par l'incrustation de plantes herbacées (tiges et racines) vivant dans le dépôt en voie d'accumulation. De même l'ergeron a donné naissance à des concrétions rognonneuses, essentiellement calcaires, et qui rappelent les « poupées ».

Des échantillons, prélevés à Villejuif (Seine), dans une carrière depuis longtemps comblée, m'ont fourni de 15 à 21 p. 100 de carbonate de chaux, abstraction faite des poupées. Une analyse détaillée de l'un d'eux (I) ainsi qu'une analyse publiée par M. Agafonoff et Mlle Malichef (II) ont donné les résultats suivants :

	I		II	
SiO^2...	54.65		Perte au feu.....	4.51
Al^2O^3..	7.19		SiO^2.....	63.11
Fe^2O^3..	2.87		Al^2O^3.....	6.56
CaO...	14.85	($CaCo^3$ = 26.52)	Fe^2O^3.....	2.82
MgO...	1.41	($MgCo^3$ = 2.95)	FeO.....	0.26
K^2O...	1.44		MnO.....	0.10
Na^2O...	0.65		CaO.....	0.83
TiO^2...	0,60		MgO.....	"
P^2O^5...	0.11		Na^2O.....	0.73
CO^2...	13.21		K^2O.....	1.70
H^2O...	2.64		TiO^2.....	0.34
			P^2O^5.....	0.25
Total.	99.62		$CaCO^3$.....	18.80
			$MgCO^3$.....	0.90
			Total.....	100.91

Comparé au lœss analysé (p. 94), le dépôt est à la fois moins alumineux, moins ferrugineux et plus calcaire, les teneurs en silice étant sensiblement égales.

Au microscope, les coupes d'ergeron se résolvent en nombreux grains de quartz, accompagnés d'organismes, de débris calcaires remaniés, le tout plongé dans une trame calcarifère toujours chargée d'oxyde de fer et de matière argileuse. Par endroits, le carbonate de chaux, inégalement représenté dans la masse du dépôt, engendre des plages essentiellement calcaires.

De même que dans le lœss de Chine les grains de quartz les plus volumineux sont accompagnés d'une infinité de petits granules qui échappent au premier abord. Dans toutes les sections on rencontre quelques éléments de quartz beaucoup plus gros, répartis au hasard, et toujours en l'absence d'éléments assurant la transition aux grains moyens, comme si les matériaux en présence se réclamaient de deux véhicules distincts. L'ensemble évoque l'idée d'un dépôt moins fin que le lœss de Chine, tous les éléments contribuant à créer cette différence.

Pour bien juger des caractères des minéraux, l'examen du résidu de décalcification s'impose. On observe alors des variations de dimensions dans les grains de quartz d'un ordre de grandeur très supérieur à celui des minéraux du lœss. Les plus gros atteignent et dépassent même 0 mm. 5; beaucoup mesurent environ 0 mm. 1; d'autres, très nombreux, 0 mm. 05, la majorité se tenant nettement en deçà de cette limite. Les plus petits descendent à 1 μ et probablement au-dessous. De sorte qu'il n'y a pas l'ombre de classement dans les matériaux du dépôt. Les variations de taille atteignent même un degré insoupçonné, avec une marge de 1 à 500 et probablement davantage. L'ergeron est donc une poussière ou une boue, car rien dans les précédentes indications ne permet de préjuger de sa véritable origine.

A la loupe binoculaire, le résidu de quartz se montre composé d'éléments pour la plupart vitreux, de forme irrégulière, anguleux, caractère qui se retrouve même dans les plus volumineux. Les petits éclats abondent. Quelques-uns, parmi les moyens et les gros, sont plus ou moins arrondis et plusieurs de ceux qui mesurent quelques dixièmes de millimètre de diamètre ont la surface finement écailleuse du quartz de certaines dunes. Ce sont là des grains d'origine évidemment éolienne. Il ne s'ensuit pas nécessairement que tous les éléments de quartz se réclament du même véhicule. Nous savons, en effet, qu'il y a dans les sables charriés par la Loire actuelle de très rares quartz évidemment façonnés par le vent avant de devenir fluviatiles (p. 54).

Le résidu insoluble fournit de rares feldspaths, tels que microcline et plagioclases détritiques en voie d'altération et plusieurs orthoses probablement secondaires. Non décalcifié, le limon désagrégé renferme, en outre, de nombreuses aiguilles à extinction très oblique, identiques à celles du lœss de Chine.

Il existe un choix assez limité de minéraux lourds, pourtant très nombreux, en cristaux entiers ou fragmentaires et surtout en grains. Notons,

pour ne citer que les principaux, le *zircon* très répandu en beaux cristaux intacts et surtout en grains, la *muscovite*, la *magnétite* fréquente, la *tourmaline* et le *rutile* en cristaux et grains, la *glauconie*, l'*anatase* et l'*amphibole hornblende*.

Tous mes échantillons renferment une véritable faune microscopique de constitution fort imprévue. Dans chaque préparation on peut compter par dizaines des Foraminifères qui, sans en excepter un seul, sont empruntés à la craie.

J'ai reconnu des *Fissurina* au test très épais, beaucoup plus fréquentes à elles seules que toutes les autres formes réunies, plusieurs *Orbulina*, et de très rares formes multiloculaires, comme *Rotalia*, *Globigerina*, *Textularia*, etc. On peut obtenir les éléments de cette faunule non seulement dans les coupes minces, mais à l'état libre dans le limon désagrégé. Ce ne sont d'ailleurs pas les seuls emprunts faits à la craie, car il existe en compagnie de ces organismes des fragments de craie typique, à pâte très fine. L'un d'eux renferme un Foraminifère. Certains de ces morceaux de craie, dont le diamètre ne dépasse guère ceux des plus gros grains de quartz, se montrent à l'état libre avec une forme arrondie, évidemment due à un phénomène de trituration. Enfin, j'ai retrouvé dans l'ergeron désagrégé plusieurs débris organisés, très caractéristiques de la craie, que j'ai classés autrefois comme organismes indéterminés[1], faute de pouvoir les identifier. Bref, il ne fait pas de doute que l'ergeron de Villejuif a reçu une forte contribution de la craie.

Le carbonate de chaux appartenant en propre à la gangue de l'ergeron se résout, après désagrégation dans l'eau, en innombrables granules très purs, irréguliers, anguleux ou non, et exceptionnellement en formes subrhomboédriques et rhomboèdres parfaits.

Il ne m'a pas été possible d'identifier la matière argileuse avec certitude. Elle peut faire partie des enduits développés autour de beaucoup de minéraux; elle peut également figurer dans les plages souillées de ciment qui sont pour le moins ferrugineuses.

La question des matériaux dérivés de la craie est trop importante pour n'y pas revenir. A cette formation l'ergeron est redevable de tous ses organismes, d'une certaine quantité de carbonate de chaux inorganique ou peut-être de la totalité du calcaire. J'estime qu'il lui doit, en outre, au moins une partie de

[1] L. Cayeux, Contribution, etc., pl. IX, fig. 4.

ses minéraux lourds, lesquels rappellent beaucoup les minéraux denses de la craie. Chose étrange, pas un seul des Foraminifères de l'ergeron n'est tertiaire et pas un seul des fragments de calcaires remaniés n'est emprunté au calcaire grossier. Et pendant toute la durée de la formation de l'ergeron en question, c'est toujours la même craie qui est mise à contribution!

A la lumière de ce que l'on sait sur la craie de France, il est possible de situer approximativement la roche-mère dans le Bassin de Paris. Ni la craie de Meudon, ni la craie sénonienne, d'une façon générale, ne peuvent être mises en cause. En remontant dans la série, c'est au moins la craie turonienne et probablement la craie cénomanienne qui ont fourni les Foraminifères et matériaux crayeux de l'ergeron, c'est-à-dire que ces éléments viennent de la périphérie du Bassin et que leur origine n'est point locale. La rareté de la glauconie ainsi que la finesse de grain de la craie font supposer que la roche-mère était au Sud ou au Sud-Est du Bassin de Paris, et non du côté opposé. Ces constatations faites, le champ des hypothèses est ouvert en ce qui touche le mode de transport des matériaux de l'ergeron.

1. L'état des minéraux et particulièrement des minéraux lourds exclut toute possibilité d'intervention glaciaire. Pareille conclusion est également imposée par les nombreux organismes à coquille intacte.

2. L'origine lointaine des Foraminifères ne permet pas davantage de considérer l'ergeron comme un produit de ruissellement engendré aux dépens des terrains de la région.

3. L'hypothèse fluviatile est non moins contredite par les faits. Si l'on réfléchit à cette donnée capitale que d'un bout à l'autre de la formation de l'ergeron étudié les matériaux crayeux ont même origine, que ces matériaux viennent de la bordure du Bassin et que le Tertiaire des environs de Paris n'a rien fourni à l'ergeron, force est de conclure que celui-ci ne peut être un dépôt fluviatile. Comment expliquer, en effet, que tous les terrains traversés par la Seine, hormis une certaine craie, soient restés étrangers à l'élaboration de l'ergeron, alors qu'une roche tendre et venant de loin est représentée par une foule d'éléments?

4. De proche en proche, on arrive ainsi à éliminer tous les agents de transport possibles, sauf le vent, et à considérer l'ergeron de Villejuif comme un produit éolien. La solution conforme aux faits d'observation doit de toute

nécessité expliquer le transport et l'accumulation aux environs de Paris d'éléments prélevés en bordure du Bassin, sans mélange sur le parcours à des débris empruntés aux multiples terrains traversés. C'est l'évidence même que le vent seul remplit toutes les conditions requises. Mais loin de moi la pensée que la théorie éolienne supprime toutes les difficultés soulevées par le problème de la formation de l'ergeron.

A dire vrai, n'étaient les organismes, il serait impossible de choisir entre l'origine fluviatile et l'origine éolienne.

Dire que l'ergeron de Villejuif est une ancienne poussière apportée par le vent, c'est immédiatement poser la question de l'origine des limons qui lui sont associés. Je note simplement à cette place que l'origine éolienne de l'ergeron est exclusive, et que les autres limons ne sont, ni d'anciennes vases, ni d'anciennes poussières, mais des sables [1]. Et c'est comme tels qu'ils doivent être définitivement classés.

L'exemple de l'ergeron est pour le moment unique, à ma connaissance, dans la série des dépôts remontant aux temps géologiques.

Conclusions. — Les quelques échantillons de lœss de Chine et d'ergeron des environs de Paris, soumis à l'analyse, renferment tous du carbonate de chaux et de petits tubes plus ou moins calcaires, résultant de l'incrustation de racines et sans doute de tiges de végétaux herbacés, ensevelies par des poussières atmosphériques. De ces caractères M. Agafonoff a reconnu récemment la généralité [2]. Au dire de cet auteur, la teneur en acide carbonique varie de 3 à 10 p. 100 dans les lœss typiques, c'est-à-dire dans les lœss qui n'ont pas subi de remaniement.

Des auteurs, et M. Agafonoff est du nombre, ont émis l'opinion que le carbonate de chaux des tubes et celui qui est disséminé dans toute la masse du

[1] Les différents types de limons ont été analysés en détail dans mon cours du Collège de France en 1921-1922, et la question de leur origine a été soumise à une étude approfondie, en faisant état de faits nouveaux.

[2] D'après M. Agafonoff, les tubes les plus minces se rencontrent dans le lœss de Chine où ils sont calcaires; leur taille augmente de plus en plus dans les lœss russes, roumains et serbes, les plus grands, argilo-calcaires, se trouvant dans les lœss allemands et français. [V. Agafonoff, Sur quelques propriétés des lœss. (*C. R. Ac. Sc.*, t. 178, 1924, p. 103).]

lœss, résultent probablement d'un processus biochimique. Pour ma part, j'incline à croire que tout le carbonate de chaux du lœss est d'origine première détritique. De source certaine, on sait que l'ergeron renferme une forte proportion de calcaire emprunté à la craie, que la poussière recueillie à Tunis, en 1901, était très calcaire, au moment de sa chute, et que les poussières qui tombent aujourd'hui en Chine sont également chargées de carbonate de chaux, avant l'intervention possible d'agents biochimiques. D'ailleurs, ceux-ci sont incapables de créer le carbonate de chaux de toutes pièces et leur action resterait sans effet, au point de vue qui nous occupe, si le dépôt n'était chargé de chaux au préalable.

En tout état de cause, les lœss sont calcarifères et renferment des tubes plus ou moins calcaires. Dans quelle mesure peut-on voir dans ce double caractère un criterium des poussières atmosphériques? Il est démontré, d'une part, que des vases fluviatiles actuelles sont non moins calcarifères que les produits en question et, d'autre part, que des limons du Bassin de Paris, autres que l'ergeron, tels que le limon fendillé, le limon à points noirs et le limon panaché renferment, eux aussi, des tubes de même origine que les précédents [1], mais non calcarifères. Or, quelle qu'en soit l'origine première, ces divers limons sont aujourd'hui des produits de ruissellement, c'est-à-dire qu'il est impossible de voir dans les tubes qu'ils renferment des témoins d'une végétation herbacée de steppe, ensevelie par des poussières. Sans pouvoir traiter le problème à fond, ici même, j'incline à conclure que les deux caractéristiques essentielles des lœss ne constituent pas nécessairement un criterium de formation éolienne. En tout cas, du point de vue exclusivement pétrographique, j'estime qu'en l'absence des Foraminifères et des débris de craie, qui témoignent d'une intervention éolienne indiscutable, il me serait impossible de faire la preuve que les matériaux de l'ergeron ont été transportés par le vent. Ce qui m'autorise à dire qu'à vouloir considérer le lœss en lui-même, abstraction faite des roches-mères, on se prive d'éléments d'information de tout premier ordre, susceptibles de nous faire remonter à la source même des matériaux et, partant, de fournir une base solide à la thèse éolienne, lorsqu'il s'agit d'un dépôt d'origine indéterminée tel que l'ergeron. »

[1] V. Agafonoff et M^lle^ Malicheff, Quelques considérations sur les limons inférieurs (lœss anciens) des environs de Paris (*C. R. Ac. Sc.*, t. 181, 1925, p. 300-302).

2. BOUES QUARTZEUSES.

La question des boues devrait retenir longuement l'attention si les matériaux d'études n'étaient difficiles à se procurer. Les miens se réduisent à quelques spécimens, ce qui me condamne à effleurer le sujet, sans d'ailleurs pouvoir le traiter en tous points avec des observations personnelles.

Les boues dont il va être question appartiennent exclusivement aux types siliceux d'origine essentiellement inorganique. Au point de vue du milieu qui préside à leur formation, on peut distinguer des *boues marines*, des *boues fluviatiles*, des *boues lacustres* et des *boues glaciaires*. L'analyse des sables glaciaires nous ayant appris le principal de ce qu'il faut savoir sur les boues élaborées par les glaciers (p. 67), mon intention est de les passer sous silence.

A. Boues marines.

A l'exemple de J. Murray et A. F. Renard, je réserve le terme *vase* pour les sédiments pélagiques et je groupe sous le nom de *boues* la très grande majorité des dépôts littoraux d'eau profonde. « Dans les zones d'eau profonde, écrivent ces auteurs, autour des continents et des îles, à l'exception de celles qui sont d'origine volcanique ou corallienne, les sédiments sont essentiellement composés d'un mélange de matières sableuses et amorphes; ils renferment quelques rares organismes de surface. Nous donnons aux dépôts de cette nature le nom de *boues* et nous les groupons suivant leur couleur. » C'est ainsi qu'ils ont distingué des boues *bleues*, des boues *vertes* et des boues *rouges*. Quelle part faut-il faire aux vases siliceuses inorganiques dans ces trois types de boues? Nul ne le sait, même approximativement. La raison en est que les *fine washings*, c'est-à-dire les parties les plus ténues, qui sont pour nous d'une importance capitale pour définir une vase, n'ont pas été analysées en vue d'une classification minéralogique. Pour chaque type décrit, on a fixé la teneur totale en *fine washings* et noté que celles-ci sont composées de matières amorphes, de fines particules minérales et d'organismes, données qui, en l'absence de proportions numériques, peuvent s'appliquer indifféremment aux boues siliceuses et argileuses.

Toutes les boues ne sont pas cantonnées dans la zone des dépôts littoraux d'eau profonde. Delesse, M. Thoulet et M. Ch. Barrois en ont signalé le long

de nos côtes, qui ne sont pas mieux connues que les précédentes. M. Ch. Barrois, notamment, a mentionné une « vase » gris bleuâtre homogène, sableuse ou argileuse, comme le dépôt le plus répandu des côtes bretonnes, de Quiberon à la baie de Bourgneuf. Je ne puis dire si les dimensions de ses éléments en font une vase proprement dite.

En dépit du grand nombre de documents réunis sur les boues par les croisières sous-marines, il m'est impossible de reproduire une seule analyse micrographique répondant à l'objet de la présente étude. Aussi me bornerai-je à rappeler une fois pour toutes ce que sont lesdites boues classées d'après leur couleur.

Boues bleues[1]. Draguées de 125 à 2,800 brasses (228-5,120 m.). — Sauf à la partie supérieure, au contact de l'eau, où elles sont brunes ou rouges, les boues bleues, dans toute leur masse, présentent une teinte bleu ardoise, due à l'existence de matières organiques et de pyrite de fer en très petits éléments. A l'état sec, le dépôt est de couleur grise. Imprégné d'eau, il peut être plastique et se comporte alors comme une véritable argile.

Le résidu insoluble, qui varie de 60. 88 à 100 p. 100 dans les boues proprement dites, s'élève, en moyenne, à 87.52 p. 100, et la teneur en calcaire à 12.48 p. 100.

L'insoluble dans l'acide chlorhydrique comprend des minéraux, des organismes et des parties fines.

La teneur en minéraux est très variable, puisqu'elle est comprise entre 1 et 75 p. 100, abstraction faite de ceux qui font partie des *fine washings*. Or ces minéraux ont un diamètre moyen qui dépasse toujours 0 mm. 05, ce qui revient à dire qu'il y a parmi les boues bleues de véritables sables. Il est évident qu'une boue bleue renfermant 75 p. 100 de silice minérale, représentée par des éléments mesurant 0 mm. 15 en moyenne, et seulement 24 p. 100 de parties fines[2], doit être rangée parmi les sables. C'est le cas pour 13 boues bleues sur 63 qui ont été draguées par le *Challenger*. Quant aux autres, il est impossible de dire si elles relèvent des boues siliceuses ou des boues argileuses.

[1] J. Murray and A. F. Renard, Deep-Sea Deposits. (*Rep. of the scient. Results of the Voyage of H. M. S. Challenger*, 1891, p. 229-233).

L. W. Collet, *Les dépôts marins*, p. 40-48.

[2] J. Murray and A. F. Renard, *op. cit.* Sondage 307, p. 134 et 135.

D'une manière générale, la teneur en minéraux ainsi que le diamètre des éléments diminuent avec la profondeur. A moins de 900 mètres la teneur en minéraux est de 29.08 p. 100 et leur diamètre de 0 mm. 137. Au-dessous de 4,500 mètres, la proportion de minéraux tombe à 16.89 p. 100 et leur diamètre à 0 mm. 087 [1]. Lesdits minéraux consistent en grains de *quartz, feldspaths, hornblende, augite, muscovite, biotite, épidote, chlorite, zircon, tourmaline,* etc. Sans être caractéristique, la glauconie figure dans presque tous les échantillons. En plus des minéraux proprement dits, on observe des fragments de roches diverses, roches cristallines ou cristallophylliennes, quartzites, grès, calcaires [2].

Les organismes siliceux du résidu interviennent dans la proportion de 1-15 p. 100 et de 3.27 p. 100, en moyenne. Ils sont formés de Diatomées, Radiolaires, spicules d'Éponges, Foraminifères arénacés et moules glauconieux d'organismes calcaires.

Contrairement à ce qui se passe pour les minéraux, les parties fines augmentent avec la profondeur. Elles varient dans la proportion de 16.11 à 97 p. 100, la moyenne étant de 61.77 p. 100. Sur les éléments autres que la matière argileuse, on ne sait qu'une chose, c'est que leurs dimensions et leur degré de fréquence diminuent en même temps que la profondeur et la distance à la côte s'accroissent. Tant qu'on ne sera pas fixé sur la constitution minéralogique de ces parties fines le classement rigoureux des boues bleues sera impossible.

Le carbonate de chaux, qui complète l'ensemble, varie de traces à 34.34 p. 100 avec une moyenne de 12.48 p. 100. Ces chiffres suffisent pour démontrer que les boues bleues ne peuvent être que siliceuses ou argileuses. Aucune relation n'existe entre les proportions de carbonate de chaux et la profondeur.

Les organismes les plus fréquents sont des Foraminifères, Lamellibranches, Gastéropodes, Ostracodes, débris d'Échinodermes, Coccolithes et Rhabdolithes.

[1] L.-W. Collet, *op. cit.*, p. 41.

[2] Une station (n° 237), située au large du Japon, a fourni, par 1,875 brasses (3,429 m.), une boue bleue renfermant 60.55 p. 100 de parties fines et beaucoup de gros blocs ayant la même composition minéralogique et renfermant les mêmes éléments clastiques que la boue elle-même. Il est probable que ces blocs sont constitués par une boue bleue durcie sur le fond de la mer.

La composition moyenne du dépôt se trouve résumée dans le tableau suivant, relatif à l'ensemble des boues bleues :

Résidu	Minéraux	22.48	
	Organismes siliceux	3.27	
	Parties fines	61.77	87.52
Carbonate de chaux	Foraminifères pélagiques	7.52	
	Foraminifères de fond	1.75	
	Autres organismes	3.21	12.48
	TOTAL		100.00

Des deux analyses chimiques de boues bleues publiées par le *Challenger*, une seule se rapporte à une boue authentique. Celle-ci, draguée dans l'Atlantique, par 1,900 brasses[1] (3,475 m.), renferme 2 p. 100 de Foraminifères, 2.04 p. 100 de petites dents de poissons, 5 p. 100 d'organismes siliceux, 20 p. 100 de minéraux (diam. moyen, 0 mm. 08), et 70.96 p. 100 de parties fines, composées de matière amorphe avec nombreuses particules minérales de petites dimensions. L'autre analyse se rapporte, en réalité, à un sable contenant 60 p. 100 de minéraux, dont le diamètre moyen est de 0 mm. 20, et 33.25 p. 100 seulement de parties fines. De la boue proprement dite, voici la composition chimique.

Soluble dans HCl	SiO^2	28.20	
	Al^2O^3	5.50	
	Fe^2O^3	5.61	
	$CaCO^3$	2.94	
	$MgCO^3$	0.76	
	$(PO^4)^2Ca^3$	1.39	
	$CaSO^4$	0.42	
	Perte	5.60	50.42
Insoluble	SiO^2	36.00	
	Al^2O^3	8.05	
	Fe^2O^3	2.77	
	CaO	2.51	
	MgO	0.25	49.58
	TOTAL		100.00[2]

[1] J. MURRAY and A. F. RENARD, *op. cit.*, stat. 223, p. 232.

[2] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 232.

La pyrite qui est l'élément colorant essentiel a pour point de départ la décomposition des sulfates par les matières organiques. L'hydrogène sulfuré, qui en résulte, réagissant sur l'oxyde ferrique (Fe^2O^3), concentré à la partie supérieure des boues, donne du sulfure ferreux, conformément à la réaction suivante [1] :

$$Fe^2O^3 + 3H^2S = 2FeS + S + 3H^2O.$$

Boues vertes [2]. — Elles sont redevables de leur coloration, non seulement à la glauconie, mais à une matière verte amorphe, d'origine probablement organique, du moins en partie, car elle noircit quand on la chauffe sur une lame de platine, en laissant une sorte de cendre teintée par de l'oxyde de fer.

Dans les mers actuelles, elles s'échelonnent de 100 à 1,270 brasses (183 m.-2,372 m.) et se rencontrent à une profondeur moyenne de 513 brasses (938 m.).

Le résidu insoluble dans l'acide chlorhydrique représentant de 43 à 84 p. 100 du dépôt, avec une moyenne de 74.48 p. 100, est composé de minéraux, d'organismes siliceux et de parties fines. Les minéraux y figurent pour 1 à 80 p. 100, avec une moyenne de 27.11 p. 100. Ils sont formés de grains anguleux mesurant de 0 mm. 06 à 0 mm. 23 (moyenne, 0 mm. 13), comprenant : *quartz, feldspaths* monocliniques et tricliniques, *magnétite, hornblende, augite, tourmaline, zircon, grenat,* accompagnés de nombreux fragments de roches continentales. La teneur en minéraux de certaines « boues vertes », ainsi que le diamètre moyen des éléments font ressortir la nécessité d'une discrimination, comme dans le groupe des boues bleues. Sur 18 boues vertes draguées par le *Challenger,* il y a, à mon avis, 6 boues proprement dites, 3 sables verts, deux boues calcaires glauconieuses, etc. Les 3 sables, renfermant de 60 à 80 p. 100 de minéraux, d'un diamètre moyen de 0 mm. 20, sont nettement caractérisés comme tels.

Les organismes siliceux, représentant de 1 à 50 p. 100 du dépôt, soit en moyenne 13.67 p. 100, se rapportent aux Radiolaires, Diatomées, Spongiaires, Foraminifères arénacés et moules glauconieux. La proportion tombe à 2-3 p. 100 dans les six boues proprement dites.

[1] L.-W. Collet, *op. cit.*, p. 47.

[2] J. Murray and A. F. Renard, *op. cit.*, p. 237-238.
L.-W. Collet, *op. cit.*, p. 50-52.

Les parties fines forment de 9.69 à 84 p. 100 des boues vertes, et une moyenne de 33.70 p. 100. Dans les vases, elles représentent de 41.41 p. 100 à 84.05 p. 100. Comme dans les boues bleues, la proportion et les dimensions des minéraux décroissent avec la profondeur, tandis que le pourcentage des parties fines augmente.

La teneur en calcaire est comprise entre des traces et 56.18 p. 100 et par 25.52 p. 100 de moyenne, ce qui correspond à une proportion sensiblement double de celle des boues bleues. Elle augmente avec la profondeur et la distance à la côte. Réduit aux vases vertes, le groupe renferme de 13.95 à 46.58 p. 100 de carbonate de chaux. Dans tous les cas, le calcaire, d'origine organique, est représenté par des Foraminifères de surface et de fond, etc.

J. Murray et A. F. Renard ont donné de la composition moyenne des boues vertes le tableau suivant :

Résidu	Minéraux	27.11	
	Organismes siliceux	13.67	
	Parties fines	33.70	74.48
Carbonate de chaux	Foraminifères pélagiques	14.59	
	Foraminifères de fond	2.94	
	Autres organismes	7.99	25.52
	TOTAL		100.00

Pas une seule des analyses détaillées données par le *Challenger* ne se rapporte à une vase proprement dite.

Boues rouges[1]. — Les boues bleues et vertes sont remplacées le long des côtes brésiliennes et dans la Mer Jaune par une boue brun rouge ou rouge brique, draguée entre 120 et 1,200 brasses (219-2,194 mètres), soit à une moyenne de 623 brasses (1,139 mètres). La couleur en est due à du peroxyde de fer fourni en abondance par l'Amazone, l'Orénoque et autres cours d'eau. En l'absence de la pyrite, d'ailleurs inexplicable dès l'instant que les matières organiques ne manquent pas, les boues restent teintées par du fer oxydé.

[1] J. MURRAY and A. F. RENARD, *op. cit.*, p. 234-236.
L.-W. COLLET, *op. cit.*, p. 48-49.

Le résidu insoluble dans l'acide chlorhydrique est de 39.21 – 94.25 p. 100 et de 67.72 en moyenne. Les minéraux interviennent dans la proportion de 10.25 p. 100 et de 21.11 p. 100 en moyenne. Ils sont arrondis et anguleux, avec un diamètre variant de 0 mm. 07 à 0 mm. 30. Le quartz, qui est le plus abondant de tous, est accompagné d'espèces similaires à celles des autres boues terrigènes.

Relativement très rares, les organismes siliceux ne forment jamais plus de 1 p. 100 en moyenne. Ce sont presque exclusivement des spicules d'Éponges et des Foraminifères arénacés. Les Diatomées et Radiolaires sont généralement absents.

Les parties fines en composent de 28.21 à 68.25 p. 100 avec une moyenne de 45.61 p. 100.

La teneur en carbonate de chaux, comprise entre 5.75 et 60.79 p. 100 (moyenne, 32.28 p. 100), dépend bien plus du rapprochement de la côte que de la profondeur.

Il en est des boues rouges comme des précédentes, c'est-à-dire qu'une partie seulement se rapporte aux boues proprement dites. Sur dix échantillons décrits, six au moins peuvent leur être rattachés. Ils comportent de 61.07 à 94.25 p. 100 de résidu insoluble, 15 à 25 p. 100 de minéraux, 35.07 à 68.25 p. 100 de parties fines et 5.75 à 38.93 p. 100 de calcaire.

La composition moyenne de la totalité des boues rouges draguées répond au tableau suivant :

Résidu	Minéraux	21.11	
	Organismes siliceux	1.00	
	Parties fines	45.61	67.72
Carbonate de chaux	Foraminifères pélagiques	13.44	
	Foraminifères de fond	3.33	
	Autres organismes	15.51	32.28
	TOTAL		100.00

Le *Challenger* n'a publié aucune analyse de vase rouge typique [1].

Conclusions. — Il est clair que les boues terrigènes, telles qu'elles ont été définies, ne correspondent nullement à des entités minéralogiques et

[1] Celle qu'il a donnée (p. 235) se rapporte à un spécimen plus calcaire que siliceux.

pétrographiques. Elles comprennent à la fois des sables bien caractérisés et des boues proprement dites, et ces boues, d'ailleurs en grande majorité, paraissent se répartir en trois groupes, respectivement siliceux, argileux et calcaire.

Toutes les boues siliceuses et argileuses ont en commun un défaut de préparation mécanique qui laisse en présence des éléments, classés comme minéraux, avec des diamètres moyens atteignant souvent plusieurs dixièmes de millimètre, et des particules minérales en grand nombre constituant une importante fraction des parties fines.

A défaut d'analyse minéralogique détaillée, on peut se représenter ce que doit être une boue siliceuse marine, d'origine essentiellement détritique. Il y a toutes raisons de supposer que le fond en est formé de granules de quartz anguleux mesurant moins de 0 mm. 05, accompagnés d'un nombre variable de grains franchissant cette limite, de minéraux variés, d'un peu de carbonate de chaux, de matière argileuse, c'est-à-dire de tous les éléments des boues fluviatiles et de la plupart des poussières, auxquels il faut ajouter des matériaux appartenant en propre aux boues marines, tels que : glauconie, pyrite et organismes variés. En somme, les boues terrigènes ne peuvent être différenciées que par des éléments accessoires, minéraux et organismes, par la raison que les autres figurent normalement dans les boues et poussières déposées sur la terre ferme.

B. Boues fluviatiles.

Les boues siliceuses d'origine fluviatile font partie des *limons* de débordement des auteurs, c'est-à-dire des dépôts les plus fins laissés par les cours d'eau en temps de crue. A la vérité, on n'a de ces limons de débordement qu'une notion très vague. D'après A. de Lapparent, la composition des limons est variable, mais dans la plupart, il y a prédominance de silicate d'alumine avec une certaine proportion de menus fragments quartzeux, ayant de 1/20 à 1/50 de millimètre, et de l'oxyde de fer qui donne la coloration brune[1]. S'il en était ainsi la majorité des limons devraient rentrer dans la catégorie des vases argileuses.

On peut se demander, de prime abord, si le rôle du silicate d'alumine hydraté n'a pas été exagéré, comme il l'a été pour le lœss de Chine et les limons pleistocènes. Chose certaine, il existe des boues fluviatiles de nature

[1] A. de Lapparent, *op. cit.*, p. 187.

essentiellement siliceuse, mais il en est qui, tout en rentrant dans la catégorie des boues siliceuses, renferment une proportion de silice à peine supérieure à 50 p. 100. Une analyse des limons du Nil suffit pour donner une bonne idée de ce type de dépôts.

Limons du Nil. — Les célèbres crues du Nil n'abandonnent au total qu'une épaisseur de limon extrêmement réduite. On évalue, en effet, la moyenne séculaire à 0 m. 126, ce qui correspond à un peu plus de 1 millimètre par an[1].

Un échantillon, prélevé en avril 1922, sur la rive gauche du Nil, à Abou-Kourgas, au Sud de Minieh, et provenant de l'inondation de 1921[2], présente les caractères suivants : C'est un limon de teinte brun chocolat, lorsqu'il est humide, et dégageant alors une forte odeur de matière organique qui disparaît avec le temps. A l'état sec, le dépôt prend une couleur gris brunâtre et un aspect terreux. Il est meuble ou doué d'une très faible cohérence, à peine comparable à celle de nos limons. Sous les doigts, le produit donne l'impression d'un sable extrêmement fin. Attaqué par l'acide chlorhydrique, il fait à peine effervescence. Dans l'eau, une prise d'essai montre une multitude de paillettes micacées flottantes, et miroitant à la surface quand on imprime au liquide un mouvement de rotation. Sa composition chimique est la suivante :

SiO^2 (totale)	53.95
Al^2O^3	15.54
Fe^2O^3	10.16
CaO	5.50
MgO	3.29
K^2O	1.20
Na^2O	1.85
P^2O^5	traces
CO^2	1.00
H^2O	4.74
Matières organiques	2.36
TOTAL	100,09

La teinte du limon tient avant tout à la présence de matières minérales; elle persiste, en effet, à peine atténuée, après grillage de la poudre. Par calci-

[1] A. DE LAPPARENT, *op. cit.*, p. 187.

[2] Je suis redevable de cet échantillon à M. Demulling, Directeur de la sucrerie d'Abou-Kourgas (Haute-Égypte).

nation, celle-ci devient très ferrugineuse d'aspect, preuve que le fer est loin d'être étranger à sa coloration.

Sous le microscope, le limon d'Abou-Kourgas se résout en une boue typique, en ce sens que la très grande majorité des éléments mesurent moins de 0 mm. 05 et que nul indice de classement ne peut être observé. Les plus volumineux dépassent à peine 0 mm. 2, mais les plus petits descendent jusqu'à 1 μ. Entre les nicols croisés, la petite taille des grains est soulignée par le fait que presque tous les quartz et feldspaths polarisent en gris bleu ou blanchâtre et que les teintes jaunes, qui sont les plus élevées, sont rares. Ces colorations trahissent une épaisseur de 0 mm. 03 au plus. Beaucoup de grains accusant un diamètre de 0 mm. 05 et davantage, on en peut conclure qu'ils affectent une forme aplatie. Des éclats très irréguliers, munis d'apophyses et sans traces d'usure, qui ne sont nullement des exceptions, rappellent, à s'y méprendre, les matériaux d'origine glaciaire. En somme, le caractère fondamental de la morphologie des minéraux est tiré de la présence d'une foule d'éclats et d'écailles.

Une autre particularité, non moins frappante, est la variété des minéraux dans une prise d'essai réduite à la quantité nécessaire pour confectionner une préparation. Outre la *muscovite* très répandue et le *quartz* dominant, on observe des *feldspaths* surtout tricliniques et des dizaines de minéraux denses. Une séparation au bromoforme en a fourni 9.37 p. 100, proportion exceptionnellement élevée, et absolument unique à ma connaissance dans les dépôts similaires. Ce résidu de minéraux lourds comprend : *augite* très fréquente, en grains, prismes sans pointements, et très rares cristaux courts; *magnétite* abondante en grains et octaèdres; *amphibole* verte (hornblende) assez répandue; *chlorite* assez fréquente, avec inclusions de rutile capillaire; *fer oligiste*, clairsemé; *pyroxène orthorhombique; olivine* en grains, très rare; *zircon* et *rutile*, rares; *tourmaline, staurotide* et *épidote*, très rares, etc. Deux faits ressortent de l'examen des minéraux lourds : 1° L'abondance d'éléments diversement teintés, cau e principale de la forte coloration du dépôt; 2° L'extrême rareté des cristaux conservés, à rapprocher de la multitude d'éclats de quartz.

Pour ce qui concerne l'origine première des matériaux, l'étude du limon met en lumière une double contribution; l'une, très élevée, fournie par des roches pyroxéniques et probablement basaltiques, et l'autre, par des roches acides.

L'absence complète de débris organiques paraît être la règle.

L'analyse du dépôt sous le microscope ne permet pas d'identifier l'argile avec certitude, mais il est hors de doute que la haute teneur en alumine n'implique pas un très grand développement de cette matière, dont une partie est fixée dans les feldspaths et les nombreux éléments de silicates ferro-magnésiens.

Pas plus que l'argile, la matière organique ne peut être reconnue avec certitude au microscope. Il est probable qu'elle figure dans le dépôt en place au sein de petits amas floconneux, mal définis, gris noirâtre, d'aspect amorphe, observés en grand nombre dans le limon humide au moment de sa réception, et dont on ne trouve plus trace dans la vase séchée, exposée à l'air depuis plusieurs années. Ces amas, véritables complexes, emprisonnent de petits minéraux en granules, libérés avec le temps par destruction de la matière organique.

En résumé, le limon d'Abou-Kourgas est une boue essentiellement siliceuse, à peine calcarifère.

La fertilité d'un pareil dépôt s'explique par sa composition minéralogique et chimique, ainsi que par son extrême finesse. On notera la rareté du calcaire et surtout de l'acide phosphorique. Presque toute la chaux est fournie par les pyroxènes et par les feldspaths calco-sodiques.

Un second échantillon provenant d'Esneh, dans la Haute-Égypte, présente les mêmes caractères que le précédent. Toutefois, on y retrouve conservés en grand nombre les petits amas floconneux signalés dans le limon d'Abou-Kourgas.

C. Boues lacustres.

A titre d'exemple, j'analyserai une boue recueillie à 309 mètres de profondeur dans le lac de Genève [1].

C'est une boue grise et d'une certaine consistance à l'état sec, très douce au toucher, produisant une très légère effervescence avec les acides et, par conséquent, calcarifère. Au microscope, elle se tient à la limite des sables et des boues, de par le très grand nombre d'éléments mesurant environ 0 mm. 05. Les plus gros grains de quartz dépassent rarement 0 mm. 1 ; quelques-uns atteignent 0 mm. 2. Sauf plusieurs éléments arrondis, figurant parmi les plus

[1] Je la dois à l'obligeance de M. L.-W. Collet, doyen de la Faculté des Sciences de Genève.

volumineux, tous se présentent en fragments anguleux sans trace d'usure. Une très fine poussière de minéraux, à base de quartz, constitue le fond du dépôt.

Entre les nicols croisés, la très grande majorité des matériaux polarisent dans les tons bleu plus ou moins ardoisé ; presque tous les autres revêtent une teinte jaune et quelques-uns des tons jaune rougeâtre. Étant donnée la forte proportion d'individus qui mesurent environ 0 mm. 05 et celle des grains s'échelonnant entre 0 mm. 05 et 0 mm. 1, ces couleurs de polarisation attestent que tous les éléments sont aplatis. Et c'est justement grâce à cet aplatissement qu'ils ont pu flotter et garder leur forme anguleuse.

Les minéraux denses abondent. J'ai reconnu les espèces suivantes : *mica, chlorite, amphiboles* verte et brune, *glaucophane, zircon, magnétite, rutile, disthène, staurotide, anatase, tourmaline* très rare, etc. A part quelques zircons et rutiles, les minéraux lourds sont fragmentaires et anguleux.

Bref, tout dans la morphologie des minéraux trahit une origine première glaciaire.

Les débris organiques paraissent faire complètement défaut.

La boue en question n'est pas autre chose qu'un produit de décantation, en milieu relativement tranquille, des eaux du Rhône déjà débarrassées de la presque totalité des parties sableuses.

Caractères communs aux boues et poussières.

Si l'on fait abstraction des organismes et de la glauconie, minéral invariablement marin, il est impossible de trouver un criterium qui permette de différencier les boues marines ou fluviatiles et les poussières. Tous ces produits ont entre eux trois caractères communs.

1. *Absence de préparation mécanique.* — A partir d'une certaine dimension limite, évidemment variable avec les conditions du milieu, la mer, les cours d'eau et le vent, soit les fluides qui jouent un rôle capital dans la dynamique externe du globe, deviennent incapables de classer les éléments. Ils les transportent pêle-mêle et les déposent sans le moindre triage. De là, cette extrême variabilité de taille des matériaux observés côte à côte.

2. *Prédominance des minéraux en éclats et écailles.* — Les parties fines qui flottent dans l'eau et dans l'air affectent de préférence la forme d'éclats et de

menues écailles. A cet égard, aucune différence spécifique ne peut être établie entre les boues et les poussières.

3. *Absence de modelé spécial.* — Les matériaux restent ce qu'ils sont au départ, sans que les agents de transport arrivent à leur imprimer une physionomie caractéristique. Si bien que, dans les conditions posées plus haut, il est de toute impossibilité de tirer des minéraux un diagnostic différentiel.

Pour conclure, on peut dire que le groupe des boues et poussières témoigne d'une grande uniformité.

CHAPITRE II.

ROCHES SILICEUSES DÉTRITIQUES CONSOLIDÉES.

Théoriquement tous les dépôts de la série des roches non consolidées doivent avoir leurs équivalents dans le vaste groupe des roches siliceuses cohérentes. Dans l'état actuel de nos connaissances, il s'en faut de beaucoup que la correspondance entre les deux ensembles soit établie terme à terme.

Notons, sans entrer dans le détail des faits, que les gros éléments arrondis (blocs, galets, graviers)[1] ont un seul et unique représentant dans la catégorie des sédiments consolidés, les *poudingues;* que les éléments anguleux correspondants, quelle qu'en soit la taille, engendrent des *brèches* siliceuses, et que les sables de toutes catégories sont transformés en *grès* de types très variés. Quant aux poussières et boues, vu leurs propriétés physiques, la plupart de leurs équivalents consolidés ont été rangés par méprise dans les roches schisteuses. Nous aurons à distraire de ces roches, autant que faire se peut aujourd'hui, celles que leur composition minéralogique et chimique place sous la dépendance des dépôts siliceux détritiques.

CONGLOMÉRATS (SILICEUX).

La famille des conglomérats siliceux englobe les *poudingues siliceux*, caractérisés par des éléments arrondis, et les *brèches siliceuses* composées d'éléments anguleux, sans conditions de taille autres qu'une limite inférieure (5 mm.) excluant tout ce qui se rapporte aux grès. L'histoire des deux types de conglomérats, pareille à un certain point de vue, diffère à beaucoup de titres. Ces roches ont notamment ceci de commun entre elles que les matériaux grossiers remaniés qui les caractérisent peuvent avoir des origines très diverses : détritique (Ex. : grès), organique (Ex. : radiolarite) et chimique (Ex. : silex), sans

[1] Voir le tableau des éléments arrondis et anguleux, p. 8.

parler de la contribution souvent fournie par les roches éruptives et cristallophylliennes.

1. POUDINGUES (SILICEUX).

Lorsque nous avons passé en revue les galets qui prennent naissance de nos jours, nous avons observé que leur étude ne soulève aucune question vraiment importante pour la géologie. Tous se forment aux dépens de roches émergées et consolidées depuis longtemps. Il en peut être tout autrement pour les galets anciens, qu'ils soient engagés ou non dans des roches cohérentes. La raison de cette différence est que la terre passant de nos jours par une phase d'équilibre, on n'assiste, nulle part, ni à l'émersion progressive d'une cuvette de sédiments actuels, ni à la submersion de formations émergées depuis un temps plus ou moins considérable. A cet égard, comme à beaucoup d'autres, les phénomènes actuels ne nous donnent qu'une image fort imparfaite des phénomènes anciens.

Que d'enseignements le géologue peut tirer de l'observation des poudingues! Le stratigraphe les considère, le plus souvent et avant tout, comme le début d'un cycle sédimentaire nouveau, faisant suite à une rupture d'équilibre, en rapport ou non avec des mouvements orogéniques. Il y trouve, par surcroît, une limite d'âge pour des dépôts plus anciens qui ne sauraient être datés que par leurs relations avec des terrains sédimentaires d'âge connu; c'est le cas pour de nombreuses formations éruptives ou métamorphiques, représentées par des galets dans des poudingues. Il en peut tirer la preuve de l'existence dans la région à l'étude d'un terrain à jamais disparu (ex. : galets à Graptolites du grès vosgien). Tel poudingue lui enseigne qu'une formation donnée était déjà émergée quand il a pris naissance; tel autre, par les variations de grandeur de ses éléments, lui révèle, sinon l'emplacement exact des terres émergées qui ont fourni les galets, du moins dans quelle direction elles se trouvent; tel autre, enfin, lui apprend que des phénomènes de charriage auxquels il est utile d'assigner un âge sont antérieurs ou non à sa formation.

Pour le paléontologiste, le poudingue n'est le plus souvent qu'un dépôt impropre à la conservation des fossiles, sauf dans le cas particulier où il est ossifère.

C'est peut-être le pétrographe qui est le plus intéressé de tous à l'analyse des poudingues et des galets, isolés dans les formations sédimentaires anciennes. Par eux, il peut aborder, mieux peut-être que par toute autre voie, la question

si vaste et si complexe du métamorphisme général des sédiments. Il suffit de rappeler ici tout le parti tiré de l'étude des galets de minerai de fer et des galets de charbon, pour justifier l'importance que j'y attache au point de vue génétique.

Si les galets de toutes catégories sont susceptibles d'être représentés par des poudingues dans la série ancienne, il n'y a, au fond, que les poudingues marins qui soient très répandus et intéressants en géologie. Les autres sont des raretés, en moyenne.

Les poudingues peuvent être siliceux de trois manières : par les galets, par le ciment et par les deux à la fois. Il suffit, d'ailleurs, que des galets siliceux l'emportent sur une gangue de composition quelconque pour que le dépôt rentre dans le groupe des poudingues siliceux. C'est le cas, par exemple, pour un conglomérat à galets de quartzite ou de quartz de filon, agglutinés par un ciment calcaire d'importance secondaire.

Il n'y a pas lieu d'analyser ici de nombreux échantillons, attendu que les types de roches représentés par les galets et les différentes structures des gangues seront étudiés au cours de l'étude des grès, quartzites, etc. Aussi m'en tiendrai-je à quelques types choisis à dessein parmi les variétés aberrantes.

Les poudingues siliceux ont un ciment de *grès, quartzite, oxyde de fer, calcaire, schiste,* et, tout à fait par exception, de *galène, sulfate de baryte,* etc.

Poudingue des « grès à Sabalites » des environs de Rennes[1] **(Ille-et-Vilaine).** — Des échantillons de cette roche, gisant en blocs roulés aux environs de Rennes, réalisent justement l'une des exceptions en vue. Ils sont pétris de galets de taille variable (de quelques millimètres à 3 centimètres), cimentés de telle manière que la cassure les tranche tous sans en dégager un seul. Tantôt les galets et la gangue sont teintés en brun rouge, tantôt les deux se différencient par une teinte jaunâtre pour les galets et une couleur brun rouge pour le ciment. Dans tous les cas, les galets sont parfaitement individualisés sur la cassure et dans les coupes minces, à la condition d'examiner celles-ci par transparence à la loupe. Cette constatation faite, on n'est pas peu surpris d'observer au microscope que le dessin des galets est généralement indécis sinon complètement effacé.

A de très rares exceptions près, tous les galets sont constitués par du

[1] Autrefois attribués au poudingue de la base du Cambrien (Collections de l'École des Mines).

quartzite à grain inégal et fin, renfermant de temps en temps un élément de quartz beaucoup plus volumineux que les autres, de forme subanguleuse ou arrondie et dépourvu d'accroissement secondaire. Cette roche est, pour le moment, unique à ma connaissance, du fait que la gangue est identique aux galets, à une nuance près. Elle est, en effet, formée d'un quartzite, en tous points pareil au précédent, sauf que le ciment a concentré une plus grande quantité d'oxyde de fer que les galets. On peut ajouter qu'il y a souvent une différence dans la nature de l'oxyde de fer de la pâte et des galets, comme on l'a vu plus haut.

La difficulté de suivre les contours des galets au microscope est la conséquence de la recristallisation de la silice *in situ*. Le phénomène se produit sans tenir compte de la limite des galets. C'est pourquoi la cassure tranche la roche comme si elle était homogène. En l'état présent des choses, la différenciation en galets et gangue est purement morphologique.

Quelle que soit la part de la recristallisation dans le facies actuel du poudingue, il faut admettre que des portions du dépôt générateur des galets ont été remaniées, converties en galets et immédiatement réintroduites dans le bassin de sédimentation, où le même type de dépôt continuait à s'accumuler. Bref, l'enchaînement des circonstances est rigoureusement le même qui engendre des galets de minerai de fer oolithique, identiques au minerai dans lequel ils sont inclus. Pour tout dire, il implique une consolidation immédiate.

Poudingue de silex. — *Argile plastique d'Épernon* (*Eure-et-Loir*). — Roche composée de galets de silex de dimensions variables, dont les plus gros mesurent 3 centimètres au maximum, engagés dans une matière d'apparence quartzeuse à la loupe. Quelques-uns, parmi les plus petits, sont restés anguleux. L'état d'agrégation est tel que la cassure tranche tous les éléments sans en excepter un seul.

Au microscope, les débris de silex comptent, outre les matériaux visibles à l'œil nu, une foule de grains de taille et de forme comparables à celles des grains de quartz. Leur structure est celle des silex typiques. Un rôle tout à fait accessoire est réservé à diverses roches, telles que quartz de filon, quartzite-grès, etc. L'une d'elles est formée de quartz et de quartzine, cristallisée en sphérolithes ou non.

De type très spécial, la gangue du poudingue se décompose en grains de quartz et de silex, de grosseur variable mesurant le plus souvent 0 mm. 25-

0 mm. 40, accompagnés de quartzine. Généralement simples, et par exception d'origine filonienne, les grains de quartz ont rarement conservé leurs contours primitifs, par suite d'un accroissement secondaire plus ou moins prononcé. Celui-ci devient très apparent lorsque les grains se fondent insensiblement sur leurs bords avec une trame de quartzine, ou lorsque le développement du quartz secondaire a doté les éléments de contours festonnés. Il est non moins évident toutes les fois que des grains se soudent en nombre variable, à la façon du quartz des quartzites. On peut observer côte à côte des éléments non modifiés et d'autres qui ont subi un accroissement dont il est toujours difficile de fixer l'importance.

Sur tout ou partie des morceaux de silex et des grains de quartz dépourvus d'accroissement secondaire, il s'est formé une auréole relativement large de quartzine (0 mm. 03-0 mm. 04) en fibres toujours orientées normalement à la surface des galets et des grains. Il en résulte pour les coupes une physionomie très particulière. Lorsque l'écartement des deux éléments, auréolés de la sorte, est faible, les deux couronnes de quartzine se soudent. Dans le cas très fréquent où les espaces résultant de la non-juxtaposition des matériaux sont notables, on peut observer trois manières d'être : 1° Il reste un vide circonscrit de tous les côtés par de la quartzine; 2° L'auréole s'élargit par allongement des fibres de quartzine et développement de plusieurs zones dentelées, emboîtées les unes dans les autres; 3° Enfin, il se forme de la quartzine non orientée, engendrant de petites plages, voire même une trame de faible importance, ressemblant singulièrement à tout ce qui est silex dans le dépôt, et par la taille des éléments et par leur agencement.

En résumé, la roche est un poudingue à galets de silex, agglutinés par un ciment de quartz et de quartzine.

2. BRÈCHES (SILICEUSES).

Rien ne les sépare du groupe précédent qu'une différence de forme des matériaux siliceux. Le ciment comporte les mêmes variétés de silice. Une brèche de silex très bien caractérisée possède une gangue d'opale dominante, additionnée de calcédonite cryptocristalline.

Des échantillons se tiennent à cheval sur les poudingues et les brèches par association d'éléments arrondis et anguleux. Suivant la prédominance de tel ou tel type la roche est un *poudingue-brèche* ou une *brèche-poudingue*.

GRÈS.

Tous les grès proprement dits sont d'anciens sables siliceux, consolidés par un ciment de composition quelconque. Deux conditions sont nécessaires pour qu'une roche cohérente rentre dans la catégorie des grès : prédominance des grains de quartz et dimensions des grains comprises entre 5 mm. et 0 mm. 05.

Les anciens auteurs n'avaient pas toujours de cette roche une conception en tous points équivalente à la nôtre. Pour Cordier « on nomme *grès* (syn. *Sandstone* et *Gritstone* des Anglais; *Sandstein* des Allemands) toutes les roches sédimentaires conglomérées qui, après avoir été d'abord à l'état de sables ou de petits grains meubles ordinairement plus ou moins roulés et arrondis, ont été ensuite consolidées par un ciment résultant d'infiltrations postérieures »[1]. On ne manquera pas d'observer que cette définition n'implique aucune composition caractéristique. Pour Coquand « les grès ne sont que des sables agglutinés »[2]; ce qui ne l'empêche pas de faire du terme grès un synonyme de « *arkose, psammite, grauwacke, molasse, gompholite, anagénite, poudingue, nagelflue, sable* »[3].

Pour ce qui concerne la terminologie en usage, il en est des grès comme des sables, c'est-à-dire que les qualificatifs ajoutés au terme « grès », pour les désigner avec toute la précision désirable, ont des valeurs très différentes. Tel qualificatif indique la composition du ciment (grès *calcaire*, grès *ferrugineux*); tel autre désigne un élément accessoire (grès *glauconieux*, grès *feldspathique*); tel autre, enfin, vise uniquement la structure (grès *compact*, grès *schisteux*). On a d'ailleurs fait intervenir les facteurs les plus divers dans la classification de ces roches. Outre les notions tirées de la composition du ciment, de la nature des éléments accessoires et de la structure, qui viennent au premier plan, la couleur (grès *rouge*, grès *bigarré*), la cassure (grès *lustré*), les caractères morphologiques des matériaux (grès *cristallisé*), les fossiles (grès à *fucoides*) et jusqu'à la nature des produits utiles qui leur sont associés (grès *houiller*) servent à différencier les grès les uns des autres.

Pour autant qu'il m'est permis d'aborder ici la classification des grès, je pose en principe que le groupement de ces roches par catégories doit être fondé

[1] P.-L.-A. Cordier, *op. cit.*, p. 216.
[2] H. Coquand, *op. cit.*, note infrapaginale, p. 237.
[3] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 236.

sur la nature du ciment, toutes les fois qu'il en existe un. C'est, en effet, le caractère qui importe le plus après celui qui est tiré de la prédominance des grains de quartz :

Dans les pages qui vont suivre j'étudierai successivement :

1. *Les grès définis par leur gangue.*
2. *Et les grès dont la terminologie n'implique pas l'existence d'un ciment donné.*

1. GRÈS DÉFINIS PAR LEUR GANGUE.

La gangue des grès peut être *siliceuse, calcaire, dolomitique, calcaréo-argileuse* et *argilo-calcaire, argileuse, argilo-ferrugineuse, ferrugineuse, glauconieuse, manganésifère* et *cobaltifère, phosphatée*, etc. D'où la distinction de *grès siliceux, calcaires*, etc.

A. Grès siliceux.

Les grès siliceux constituent un vaste groupe dans lequel il est possible de mettre en évidence un ordre de complication progressive. Il commence avec un type de grès dont les grains de quartz sont agglutinés par un ciment amorphe, et finit avec des termes qui impliquent de profonds changements dans la roche et une importante génération de quartz secondaire. J'ai fondé, naguère, sur cette notion de complication progressive une classification rationnelle des grès qui s'est révélée satisfaisante à l'épreuve, et que je crois devoir maintenir intégralement [1].

Définitions. — J'ai réparti les grès siliceux en grès proprement dits et quartzites, avec termes de passage d'une division à l'autre. *Les grès ont un ciment, alors que les quartzites typiques, formés de grains moulés les uns sur les autres, en sont dépourvus,* telle est la différence fondamentale entre les deux groupes. A cette notion, qui a prévalu aussi longtemps que les grès et quartzites étaient mal connus, j'en ai substitué une autre.

Le grès est avant tout une roche arénacée dont les grains d'origine clastique ont conservé leurs contours primitifs. Au contraire, le quartzite est formé d'éléments qui ont perdu leur caractère détritique par suite d'un accroissement

[1] L. Cayeux, Structure et origine des grès du Tertiaire parisien (*Ét. des gîtes min. de la France*, 1906, p. 84 et suiv.).

secondaire. De sorte que le grès est, au fond, conditionné par son origine, et le quartzite par sa structure. Dès lors, un grès dont les grains de quartz subissent un accroissement secondaire — sans se rejoindre et se mouler les uns sur les autres — cesse d'être un grès proprement dit, pour devenir un *quartzite à ciment*. Par voie de conséquence, on est conduit à la distinction de *grès-quartzites*, de *quartzites-grès à ciment* respectivement caractérisés par une minorité ou une majorité de grains modifiés par nourrissage secondaire.

L'avantage de cette conception des deux groupes, grès et quartzites, est de pouvoir classer une foule de roches dont on ne sait que faire avec l'ancienne définition des types grès et quartzite, d'établir une transition des plus ménagées entre tous les termes, et, par surcroît, de les faire rentrer dans une classification naturelle, telle que la suivante :

- **Grès siliceux.**
  - *Grès proprement dits..*
    - *Grès à ciment d'opale.*
    - *— de calcédonite.*
    - *— de quartz.*
    - *Grès-quartzite.*
  - *Quartzites.....*
    - *Quartzite-grès.*
    - *Quartzite proprement dit.*
      - *Quartzite à ciment.*
      - *Quartzite typique.*

Il n'est pas inutile de rappeler ici que l'idée qu'on s'est faite du quartzite a beaucoup varié avec le temps. Cordier le définissait une « roche agrégée (sans ciment), composée essentiellement de quartz proprement dit, à contexture grenue, arénoïde ou compacte »[1]. Ch. d'Orbigny, à qui l'on doit la publication des notes de Cordier, a complété cette définition en ajoutant : « Le quartzite de M. Cordier est toujours stratiforme et d'origine pyrogène. Il ressemble parfois à certains grès quartzeux sédimentaires (conglomérats) avec lesquels on le confond généralement; mais il s'en distingue en premier lieu par son origine ignée; en second lieu parce qu'il a été formé sur place, sans ciment; et enfin par les angles plus ou moins proéminents que présentent presque toujours les grains cristallisés »[2]. De ce commentaire, il résulte que le terme quartzite servait à désigner des roches considérées comme non sédimentaires.

A la même époque, Coquand avait du quartzite une idée très exacte. C'est, écrit-il, « une roche essentiellement composée de quartz grenu dont les grains

[1] P.-L.-A. Cordier, *op. cit.*, p. 207.

[2] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 207.

sont comme soudés entre eux » [1]. En ajoutant que les quartzites sont des grès métamorphiques, dans lesquels toute trace d'origine mécanique est effacée, il les situe à leur vraie place, c'est-à-dire dans les formations sédimentaires.

Je vais passer successivement en revue des types de grès correspondant aux sept espèces entre lesquelles se répartissent tous les grès siliceux connus. Après quoi, je caractériserai quelques variétés présentant un intérêt particulier.

GRÈS SILICEUX PROPREMENT DITS.

a. Grès à ciment d'opale.

(Pl. I, fig. 5 et 6. Pl. II, fig. 7-10.)

Il existe, subordonnés à des formations arénacées d'âge différent, des grès typiques dont les éléments sont maintenus en place par de la silice optiquement amorphe. En France, on en trouve, notamment, dans les gaizes albiennes et cénomaniennes du Bassin de Paris, avec lesquelles ils sont toujours confondus, ainsi que dans les sables thanétiens (fig. 5-7) et yprésiens du Nord (fig. 8), où ils sont réunis sous le nom de « tuffeaux » [2]. La « meule » cénomanienne de Bracquegnies (Belgique) en fournit également de typiques (fig. 9).

Pour synthétiser les données fournies par l'analyse d'une multitude d'échantillons, on peut dire que les grès de cette catégorie sont glauconieux et fossilifères et qu'on y trouve, pour le moins et toujours, des spicules d'Éponges (fig. 9), mais en proportion extrêmement variable.

Tous sont à base de grains de quartz qui, la glauconie aidant, ne laissent qu'une place très limitée au ciment. Il s'en faut d'ailleurs de peu, le plus souvent, que les éléments ne se touchent (fig. 6).

Les grains de quartz ne diffèrent en rien de ceux des sables auxquels ils peuvent être subordonnés (Thanétien, Yprésien).

L'une des caractéristiques minéralogiques de ces roches est de renfermer une proportion notable de minéraux lourds. Dans une préparation de grès opalifères de Radinghen (Nord), j'ai compté 89 grains et cristaux de zircon et

[1] H. Coquand, *op. cit.*, p. 334.

[2] L. Cayeux, Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires (*Mém. Soc. Géol. Nord*, t. IV, 2, 1897, chap. III, Tuffeaux éocènes du Nord de la France et de la Belgique, p. 116-154).

quelques éléments de rutile et magnétite rassemblés en traînées [1]. Outre le quartz et des feldspaths *orthose* et *plagioclases*, j'ai observé : *magnétite, zircon, tourmaline, rutile, muscovite, disthène, staurotide, anatase, amphibole, brookite, grenat, chlorite, corindon, biotite* et plusieurs espèces indéterminées.

Les types tertiaires renferment des fragments anguleux de silex, de la même dimension que les grains de quartz. Un grès opalifère thanétien de Laon en contient de nombreux débris.

Dans les grès opalifères comme dans les gaizes, avec lesquelles ils ont de sérieuses affinités, la glauconie revêt un intérêt de premier ordre au point de vue de son histoire. La plupart des types ne fournissent généralement que de la glauconie en grains de forme arrondie, de même taille que le quartz, très homogènes et caractérisés par une fine structure d'agrégat (fig. 5 et 6).

Dans certains grès thanétiens (grès-tuffeaux) qui font transition aux gaizes, la glauconie prend un grand développement sous la forme de grains beaucoup plus volumineux que les éléments de quartz et mesurant jusqu'à 1 millimètre (fig. 7). Ces grains sont homogènes, à contours arrondis ou très irréguliers, avec un aspect craquelé et une structure granulaire très prononcée [2]. Cette glauconie de grande taille est susceptible de renfermer des débris organiques tels que Foraminifères, Radiolaires et des inclusions de quartz. Par exception, le minéral se présente en amas interrompus et irréguliers, véritables concrétions engendrées *in situ* (fig. 8). La glauconie intervient encore, et en proportion très notable, à l'état de spicules et de grains dans les grès opalifères connus sous le nom de meules (fig. 9). Une modalité rare, mais qu'il est utile de signaler, parce qu'elle est réalisée à une échelle notable dans ces meules, correspond à la glauconie en globules isolés ou coalescents, non groupés en grains individualisés [3].

En plus des grains indifférenciés, on observe presque toujours des éléments clivés, très polychroïques, réalisant presque l'unité d'orientation optique et de la glauconie en enduit sur des quartz et feldspaths. Il arrive même qu'elle se fixe dans les clivages de l'orthose pour les souligner [4]. Ces différentes ma-

[1] L. Cayeux, *op. cit.*, p. 120, pl. III, fig. 4.
Ibid., Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires (*Ét. des gîtes min. de la France*, 1916, p. 288, pl. XVI, fig. 4).

[2] *Ibid.*, *op. cit.*, etc., pl. XII, fig. 9.

[3] *Ibid.*, Contribution, etc., pl. VI, fig. 23 et 24.
Ibid., Introduction, etc., pl. XII, fig. 6, 7 et 8.

[4] *Ibid.*, Contribution, etc., pl. III, fig. 1 et pl. VI, fig. 2, 15, 16, 18, 21.
Ibid., Introduction, etc., pl. XII, fig. 11, 13, 21.

nières d'être sont celles qu'on rencontre couramment dans les grès subordonnés aux gaizes et à la meule de Bracquegnies, ainsi que dans les grès thanétiens et yprésiens à grain fin.

Toujours relégué à l'arrière-plan, le ciment réalise trois facies :

1. L'opale se borne à dessiner un liséré gris jaunâtre autour de tous les éléments sans exception, qu'elle souligne d'un trait plein. Sur les bords des vides, dont la roche peut être criblée, l'opale tend parfois à se différencier en revêtant une structure mamelonnée. En somme, minéraux et organismes sont maintenus en place par une très petite quantité de silice amorphe.

2. Tous les espaces vides sont remplis de silice hydratée, incolore, grise ou jaunâtre, absolument indifférenciée au microscope. Comme dans le cas précédent, la gangue pénètre entre tous les éléments, qui s'en trouvent tant soit peu isolés.

3. Dans un grès lustré de Montereau, du niveau de l'argile plastique, les grains, presque toujours libres dans le ciment, sont revêtus d'opale concrétionnée, différenciée en zones très distinctes, occupant tous les espaces intergranulaires, à l'exception de quelques-uns, envahis par la calcédonite (fig. 10). De ce chef, la roche constitue un terme de transition entre les grès opalifères proprement dits et les grès calcédonieux.

Dans les types les plus représentatifs du groupe des grès opalifères, les rapports entre les éléments ne seraient pas changés de façon appréciable si la gangue faisait défaut, en raison du peu d'espace qui lui est réservé. Il en serait autrement pour les autres, dont l'opale est susceptible de former à elle seule des plages entières, de sorte qu'elle imprime une physionomie spéciale aux coupes minces. Une matière quelconque devait maintenir les matériaux en place à l'origine même du sable, sinon les éléments ne laisseraient à la gangue actuelle que les espaces libres, résultant de la juxtaposition incomplète des minéraux et organismes. Tout bien pesé, la même conclusion s'étend à toutes les variétés dont l'opale sépare les éléments constituants, et le problème revêt une grande généralité. Le ciment actuel est-il un ciment de substitution ou le ciment primordial lui-même? C'est la question du métamorphisme général qui se trouve posée à nouveau, avec l'éventualité de son intervention à l'origine même des dépôts et sous la mer. En tout état de cause, observons qu'il n'existe pas le moindre vestige d'un ciment autre que la gangue de silice

amorphe, et que, eu égard à la composition organique des dépôts toujours dépourvus de matériaux calcaires ou originellement calcaires, on ne voit pas ce que pouvait être un ciment autre que la gangue actuelle.

Il importe de noter que le ciment d'opale paraît toujours impliquer la présence de spicules d'Éponges, comme si les Spongiaires étaient pour quelque chose dans sa formation. Que le ciment actuel soit ou non le ciment primordial, il est à supposer que toute l'opale de la gangue est d'origine organique, et qu'elle dérive, soit de spicules dissous sur le fond de la mer, soit de spicules inclus dans les sables associés aux grès (Thanétien et Yprésien), et dissous postérieurement au dépôt des matériaux. Ce que l'on sait de certaines gaizes, associées à ces grès, soulève la question de l'intervention des Diatomées.

L'analyse chimique de deux grès à ciment d'opale, l'un subordonné à la meule de Bracquegnies (I) et l'autre au grès-tuffeau d'Angre (Belgique) (II), renfermant de la glauconie en gros éléments, a donné les résultats suivants :

	I		II	
SiO^2 (totale)	85.45		75.95	
SiO^2 (soluble)		6.80		4.30
Al^2O^3	2.10		2.91	
Fe^2O^3	2.30		10.29	
CaO	2.92		0.10	
MgO	0.58		1.37	
K^2O	0.81		2.99	
Na^2O	0.06		0.35	
TiO^2	0.20		0.20	
P^2O^5	traces		"	
CO^2	1.79		"	
H^2O	3.46		5.40	
Totaux	99.67		99.56	

Les fortes teneurs en fer et en potasse du grès-tuffeau d'Angre sont à rapporter à la glauconie.

Diagnostic. — Examinés avec une bonne loupe, tous les grès de cette espèce montrent de façon nette un fond de grains de quartz hyalin et de nombreuses petites taches laiteuses, opalescentes, si les vides sont oblitérés par la gangue. Dans le cas contraire, on discerne nettement l'existence d'une gaine de

couleur laiteuse autour des grains de quartz et de tous les éléments en général (glauconie, organismes), ainsi que les nombreux vides qui criblent la roche. En aucun cas, ces grès ne font effervescence.

b. Grès à ciment de calcédonite.

(*Grès calcédonieux.*)

(Pl. III, fig. 11 et 12.)

Dans l'état actuel des connaissances, les grès à ciment de calcédonite sont d'une grande rareté dans l'ensemble des formations arénacées. Les plus typiques appartiennent à l'Yprésien du Mont Panisel, des environs de Mons, où ils représentent un accident pétrographique dans des sables glauconieux à *Pinna margaritacea* et *Nummulites planulata*.

La roche, gris verdâtre, sonore et très dure, se débite en fragments caractérisés par des angles vifs et limités par de larges cassures régulières, presque unies, d'aspect gras, un peu lustrées, tranchant tous les grains de quartz, mais évitant un certain nombre d'éléments glauconieux, lesquels ressortent sur les plans de fracture.

En fait de minéraux, on trouve du quartz très dominant, en grains simples et parfois composés, mesurant environ 0 mm. 2, de la glauconie accessoire, réalisant les divers faciès signalés dans les grès opalifères à petits grains de glauconie (fig. 11, *c*) et incrustant de nombreux éléments de quartz[1], ainsi que de très rares feldspaths (fig. 11, *b*), quelques minéraux denses. Les uns et les autres, presque juxtaposés, sont noyés dans un ciment entièrement siliceux.

La gangue se décompose toujours en deux parties. Autour des minéraux, glauconie comprise, elle se différencie en une mince enveloppe d'opale, simple ou double. Dans le premier cas, elle est formée d'opale grise et, dans le second, d'opale incolore directement appliquée sur les minéraux, puis d'opale grise, plus réfringente. Les quartz enduits de glauconie sont revêtus de la même gaine de silice monoréfringente. Règle générale, l'opale grise est finement mamelonnée du côté externe (fig. 11, *d*), et elle l'est assez régulièrement pour que chaque mamelon corresponde à un demi-globule parfaitement dessiné.

[1] L. Cayeux, Contribution, etc., pl. VI, fig. 3-6, 19, 20, 22 et 30.
Ibid., Introduction, pl. XII, fig. 1-4, 18-20.

Tout le reste du ciment, c'est-à-dire la grande masse de celui-ci, est calcédonieux. En certains points, les petites plages de calcédonite sont interrompues par des grappes de globules d'opale. Vu l'exiguïté des vides intergranulaires, la calcédonite ne peut cristalliser qu'en fibres groupées en petits éventails. Sa manière d'être générale et l'allongement négatif de ses fibres permettent de l'identifier rapidement.

La physionomie spéciale de la roche n'est que la conséquence indirecte de l'existence de la calcédonite. Elle n'est pas due, comme je l'ai pensé autrefois, aux éléments de silice fibreuse appliqués sur les matériaux clastiques, mais à l'extrême cohérence que ce minéral fibreux donne au dépôt et, partant, aux cassures régulières et tranchantes que le choc y détermine. En fait, ce sont les quartz d'une cassure donnée qui, miroitant tous ensemble, parce que leurs sections ont même orientation, communiquent à la roche un éclat gras très caractéristique. Les grains de quartz étant extrêmement rapprochés, tout se passe, au point de vue de l'impression sur l'œil, comme si la cassure tranchait un très gros élément de quartz.

Composition chimique. — L'analyse d'un échantillon très typique a fourni les résultats suivants :

SiO^2 (totale)	91.60	
SiO^2 (soluble)		2.60
Al^2O^3	1.95	
Fe^2O^3	2.15	
CaO	"	
MgO	0.65	
K^2O	0.85	
Na^2O	0.15	
TiO^2	traces	
P^2O^5	"	
CO^2	"	
H^2O	2.45	
TOTAL	99.80	

On notera que la roche est complètement dépourvue de carbonate de chaux. Les bases, telles que l'alumine, le sesquioxyde de fer, la magnésie, la potasse et la soude font partie intégrante de la glauconie.

c. Grès à ciment de quartz.

(*Grès quartzeux.*)

C'est un grès dont les grains, dépourvus d'accroissement secondaire, sont agglutinés par une fine mosaïque de granules de quartz, tenant la place de la gangue d'opale, de calcédonite et d'opale des types précédents. Il arrive que les vides intergranulaires ne soient qu'imparfaitement comblés, au détriment, bien entendu, de la solidité de la roche (Ex. : grès quartzeux bartonien de la butte Saint-Christophe, à Fleurines, Oise). Leur structure les fait rentrer dans les *grès imparfaits* des ouvriers carriers des environs de Paris, sur lesquels Janet [1] et M. Termier [2] ont appelé l'attention.

A ma connaissance, il n'existe pas d'importants amas de grès appartenant en totalité à cette espèce. Dans tous les cas où j'ai observé le grès à ciment de quartz, il est associé, d'intime façon, aux grès-quartzites, sous forme de plages et d'îlots d'étendue variable.

d. Grès-quartzites.

(Pl. XII, fig. 47 et 48.)

Les formations arénacées du Tertiaire parisien fournissent d'excellents types de grès-quartzites passant par toutes les transitions aux grès proprement dits, d'une part, et aux quartzites-grès, d'autre part. Ce sont des roches qui participent de la nature des grès, en ce que la majorité des grains ont gardé leurs contours primitifs, et de celle des quartzites, du fait que l'accroissement secondaire du quartz est limité à une minorité d'éléments.

Le nourrissage des quartz aboutit à deux résultats très différents : 1° Les éléments se touchent et se moulent les uns sur les autres, de manière à engendrer des îlots de quartzite typique; 2° En dépit de leur augmentation de volume, les grains nourris n'arrivent pas à se rejoindre et restent libres dans la gangue. Dans les deux cas, la condition nécessaire pour qu'il y ait structure de quartzite se trouve réalisée. Par exception, les grains incomplètement moulés les uns sur les autres acquièrent des contours géométriques, mais seu-

[1] L. Janet, Sur la composition chimique des grès stampiens du Bassin de Paris (*B. S. G. Fr.*, S. 3, t. XXII, 1894, p. CLXI-CLXIV).

[2] P. Termier, Sur la structure des grès de Fontainebleau (*B. S. G. Fr.*, S. 3, t. XXIV, 1895, p. 344-348).

lement du côté où les anciens vides subsistent en partie (Ex. : grès-quartzite cristallisé de Beauchamp, Seine-et-Oise). Dans quelques échantillons, des plages tout entières transformées en quartzite retiennent en place de petits amas de sable, aux grains juxtaposés, sans trace de ciment (Ex. : grès de Fontainebleau, de la carrière des Maréchaux de Cernay-la-Ville, Seine-et-Oise). Pour le moment, il est impossible de dire si la répartition du quartz secondaire obéit à une loi et quelle est cette loi.

Le développement de la structure quartzitique, sans moulage des grains de quartz, revêt une grande fréquence dans les grès-quartzites du Tertiaire parisien. Tous les cas observés se ramènent à deux principaux. Dans une préparation donnée, à côté des éléments qui ont gardé une forme régulière et nettement arrêtée, il existe des grains à contours très irréguliers, lobés, dentelés, frangés sur les bords, dont les prolongements pénètrent plus ou moins profondément dans la gangue siliceuse et font corps avec elle. Nombre de grains ont subi cette modification sur une partie seulement de leur pourtour. En aucun cas, l'extrême irrégularité des sections n'empêche de faire la part très exacte de ce qui revient aux grains et au ciment. Un autre mode d'accroissement secondaire dote les grains d'une bordure nuageuse, mal définie du côté de la gangue, et susceptible de s'avancer profondément dans celle-ci par des prolongements sans limites tranchées. Entre les nicols croisés, on observe toujours un passage insensible des éléments au quartz du ciment.

Les grès-quartzites de cette catégorie possèdent invariablement une gangue d'importance très appréciable, puisque l'écartement des grains de quartz ne leur a pas permis de se mouler les uns sur les autres, malgré un accroissement secondaire souvent important. On peut même citer des exemples où la gangue l'emporte accidentellement sur les grains de quartz. Il est à peine besoin d'ajouter qu'une pareille structure impose plus que jamais la notion de ciment primordial.

Tout en restant siliceux, le ciment réalise plusieurs types distincts. La gangue se résout en une fine mosaïque de granules de quartz (Pl. XII, fig. 48); elle comprend à la fois du quartz grenu et de l'opale, ou du quartz, de la calcédonite et de l'opale, ou encore de la calcédonite et de l'opale seulement. En réalité, la composition du ciment est beaucoup plus variée, car des éléments autres que la silice peuvent y figurer accessoirement. Je me borne à signaler l'oxyde de fer, associé aux granules de quartz, et surtout la calcite, qui se retrouve également dans les quartzites-grès et, ici comme là, en pleine

régression. L'opale peut l'emporter de beaucoup, combinée à des granules de quartz très accessoires (quartzite-grès landénien d'Estrée[1], Pas-de-Calais). Son intervention avec la calcédonite communique aux sections, examinées en lumière blanche, une structure concrétionnée très accusée. Dans un grès, dit lustré, recueilli à la montée de Bougival, à Louveciennes (Pl. XII, fig. 47), la calcédonite prédomine en fibres régulièrement groupées ou non. Elle s'ordonne en fibres courtes et très ténues, normalement à la surface des grains qu'elle enveloppe d'une auréole très nette, presque toujours interrompue au point de contact des éléments. Le minéral ainsi disposé en fibres radiées remplit tous les vides, ou laisse entre les grains de petits espaces occupés par un assemblage confus de lamelles de calcédonite. Un peu de quartz peut s'ajouter à cette calcédonite non orientée. Il arrive même que le centre de ces espaces corresponde à une petite tache d'oxyde de fer. De la silice amorphe en très faible quantité est interposée entre les éléments de calcédonite.

La question du diagnostic retiendra l'attention plus loin.

QUARTZITES.

e. Quartzites-grès.

De même que je rattache aux grès des roches dont les grains de quartz ont, pour la plupart, échappé à l'accroissement secondaire, de même j'applique le terme quartzite-grès à des grès dont la majorité des grains, et jamais la totalité, ont subi un nourrissage secondaire. Dans le Bassin de Paris, cette espèce de grès est plus répandue que la précédente. Entre les deux, il n'y a, au fond, que des différences d'ordre quantitatif, car les transformations des grains de quartz sont les mêmes de part et d'autre. Bref, les quartzites-grès ont ou non un ciment.

Quoique moins répandue dans les quartzites-grès que celle du quartzite à ciment, la structure du quartzite type offre une certaine fréquence. Par un développement de quartz secondaire à une échelle variable, les éléments se moulent les uns sur les autres, en laissant fréquemment entre eux de petits vides en forme de coins. Une ligne d'impuretés fixant le dessin du noyau de quartz ancien, ou l'absence d'inclusions dans le quartz secondaire, permettent souvent d'apprécier l'importance de la génération de quartz secondaire.

[1] L. Cayeux, Structure, etc., p. 16, Pl. VII, fig. 13.

Cette structure est surtout intéressante par deux anomalies qu'elle présente. Dans un quartzite-grès ferrugineux de Palaiseau (Seine-et-Oise)[1], un peu d'oxyde de fer intervient en traînées distinctes. Partout où il figure, les grains revêtent des contours géométriques très nets à son contact. On reconnaît, par exemple, de nombreuses sections transversales, en forme d'hexagones, avec les faces e^2 $(10\bar{1}0)$ également développées ou non. Les coupes verticales montrent les faces du prisme, assez allongées ou très courtes, avec tendance à la forme birhomboèdrique p $(10\bar{1}1)$, $e^{1/2}$ $(01\bar{1}1)$, e^2 $(10\bar{1}0)$ rudimentaire. Les angles des sections sont vifs, sans trace d'usure. Nul doute que cette manière d'être du quartz ait été réalisée sur place au cours de la consolidation du dépôt. Il est probable que le fer oxydé s'est borné à remplir les vides restés libres sur le bord des cristaux, postérieurement à leur développement. La non-intervention de cette matière laisserait les éléments agencés comme ils le sont.

Par exception, le phénomène de l'accroissement secondaire a laissé des traces extrêmement nettes sous forme d'une auréole zonée, avec cette particularité que les enveloppes ne sont pas toujours orientées comme les noyaux des grains, bien qu'elles aient pris naissance sous leur influence. C'est le cas pour un quartzite-grès lutétien de La Chapelle d'Aneux, près Cambrai (Nord)[2]. L'examen des auréoles en lumière blanche, avec le condenseur baissé, fait ressortir clairement de nombreuses zones d'accroissement. A l'aide de forts objectifs, on voit se détacher une première zone interne, la plus large de toutes et d'apparence un peu fibreuse. Les zones externes, toujours serrées et souvent nombreuses, reproduisent rigoureusement la forme du grain noyau ou présentent un dessin très découpé et festonné. En général, les éléments auréolés réalisent l'unité d'orientation optique dans la perfection.

Ceux qui font exception peuvent différer beaucoup dans leurs manières d'être. Dans le cas le plus simple, l'enveloppe, cessant d'être homogène entre les nicols croisés, se montre un peu moirée au voisinage des positions d'extinction. Puis l'apparence moirée s'accuse, le quartz de l'auréole prend un aspect vaguement fibreux et s'éteint en présentant le phénomène de l'ombre roulante. A un stade de différenciation plus avancée, l'anomalie s'exagère, et non seulement l'enveloppe n'est plus optiquement homogène, mais elle se décom-

[1] L. Cayeux, *op. cit.*, p. 66, Pl. II, fig. 3.
[2] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 46.

pose en 2, 3 segments et plus, dont un seul est orienté comme le quartz ancien. Il n'est même pas rare que l'orientation de tous soit indépendante de celle du noyau qu'ils circonscrivent. Au maximum de complication, l'individualité de l'auréole restant morphologiquement très nette, on y voit apparaître entre les nicols croisés un ou plusieurs granules de quartz juxtaposés, c'est-à-dire qu'une partie de la couronne secondaire est susceptible de se résoudre en petits éléments pareils à ceux du ciment, le reste de l'auréole étant ou non orienté comme le grain ancien. Dans tous les cas, les zones concentriques restent parfaitement continues en lumière blanche.

L'accroissement secondaire du quartz ancien aboutit à un tout autre résultat, lorsqu'il est trop faible pour que les éléments s'appliquent les uns sur les autres, et surtout quand les grains sont trop espacés pour qu'un nourrissage secondaire même très important en assure la jonction. En ce cas, le développement secondaire des grains, rendu visible ou non, produit les mêmes effets que dans les grès-quartzites. C'est-à-dire que, tantôt l'auréole, au dessin fort irrégulier, festonné, frangé, envoie comme des racines de tous côtés dans la gangue, sans rien perdre de son individualité morphologique; tantôt l'auréole, également irrégulière et d'apparence nuageuse sur ses bords, se fond littéralement avec le ciment, sans qu'on puisse jamais dire avec certitude où finit l'enveloppe secondaire et où commence la gangue. Quelle que soit la manière d'être réalisée, il se fait une soudure extrêmement intime et des plus solides entre les deux parties, soudure qui se reflète dans les propriétés de la cassure, comme on le verra bientôt.

Par exception, semble-t-il, les deux modes d'accroissement coexistent dans un seul et même échantillon. Le quartzite-grès lutétien de La Chapelle d'Aneux, près Cambrai (Nord)[1] et un quartzite-grès bartonien de Beauchamp (Seine-et-Oise) les montrent réunis.

D'une manière générale, la gangue des quartzites-grès a beaucoup d'analogies avec celle des grès-quartzites. Dans le cas particulier du quartzite-grès de La Chapelle d'Aneux, dont l'auréole secondaire des grains se signale par des anomalies de constitution, les espaces intergranulaires non envahis par l'accroissement des éléments ont joué le rôle de centres de cristallisation. En lumière blanche, avec le condenseur très baissé, on y voit une structure zonaire très nette dont les lignes s'ordonnent autour d'un point central. Cette

[1] L. Cayeux, *op. cit.*, p. 46.

structure donne lieu à deux remarques instructives. Les zones externes se raccordent avec les zones les plus externes de l'auréole des grains de quartz. Pareil raccordement s'observe avec une telle fréquence que la genèse des auréoles et la cristallisation de la silice de la gangue sont évidemment deux phénomènes simultanés. Contre toute attente, les plages de ciment caractérisées par la structure zonaire se résolvent entre les nicols croisés en une mosaïque de granules de quartz dont la distribution ne trahit en rien l'ordonnance des zones d'accroissement. Il est légitime d'en conclure que la gangue a changé de composition ou tout au moins de structure à un moment donné.

Dans un cas, unique pour le moment, le quartz secondaire développé dans certains espaces intergranulaires a cristallisé largement, tout en restant indépendant du quartz voisin, au double point de vue morphologique et optique. Ces espaces sont aujourd'hui occupés par un seul grain de quartz. On peut rapporter, en toute certitude, à ce type de quartz des individus pétris d'inclusions calcaires et, avec probabilité, des éléments très limpides. Dans la roche en question (quartzite-grès landénien de Proix, Aisne)[1], le développement du quartz secondaire s'est fait de trois façons indépendantes, le résultat étant une roche composée de grains clastiques auréolés, d'éléments entièrement secondaires, comparables aux précédents, avec un ciment de quartz finement grenu dans les plages non envahies par le quartz en grains.

Un autre type de ciment fait place à de la calcite, certainement beaucoup plus développée à l'origine. Du fait que le carbonate de chaux est presque partout en régression, remplacé qu'il est par du quartz et de la calcédonite, on peut conclure que le dépôt (quartzite-grès de Beauchamp) dérive d'un ancien sable calcarifère.

Les quartzites-grès qui n'offrent rien de particulier dans leur constitution ont un ciment de quartz à grain fin, de quartz et de calcédonite avec ou sans opale, toutes ces associations correspondant, trait pour trait, à celles des grès-quartzites passés en revue plus haut.

f. Quartzites à ciment.

Il existe un type de quartzite, assez rare il est vrai, dont tous les grains, pourvus d'une auréole secondaire, sont libres dans un ciment. Il y faut voir

[1] L. Cayeux, *op. cit.*, p. 15.

le terme ultime des transformations qui engendrent des grès-quartzites et des quartzites-grès à ciment. En particulier, les sables de Beauchamp et de Fontainebleau renferment des quartzites de cette espèce. Les caractères des grains de quartz sont ceux des grains auréolés des grès-quartzites et des quartzites-grès. Quant à la gangue, elle est formée de calcédonite et de quartz, de quartz seul et, enfin, de quartz et de calcite.

g. Quartzites typiques.

(Pl. III, fig. 13; Pl. IV, fig. 14-17; Pl. V, fig. 18-21 et Pl. VI, fig. 22-25.)

Je désigne sous ce nom les grès formés de grains de quartz moulés les uns sur les autres et répondant exactement à l'ancienne définition du quartzite. Dans la grande majorité des cas, on peut être tenté de croire que les roches ont pris naissance de toutes pièces, en raison de l'impossibilité d'observer le moindre témoin des sables dont ils procèdent. Non seulement les grains anciens et les enveloppes surajoutées ne font qu'un, suivant le cas général, mais on ne retrouve aucune trace du contour primitif des grains nourris (Pl. IV, fig. 14).

A cette règle, il y a des exceptions. La différenciation du grain de sable primitif est alors possible, et de plusieurs façons. Par exemple, l'auréole est formée de quartz absolument pur et limpide, alors que le grain ancien est plus ou moins voilé par des inclusions de toutes sortes. La distinction est surtout très nette quand la limite de l'élément primitif est marquée par une ligne d'impuretés. Un des quartzites tertiaires du Bassin de Paris illustre, d'admirable façon, la formation des quartzites typiques aux dépens d'un sable. Il s'agit du quartzite sparnacien de Saint-Denis-d'Authou (Eure-et-Loir)[1], (fig. 13).

Très grossière et ferrugineuse, la roche est formée de quartz en grains de dimensions à peu près constantes, mesurant en moyenne 0 mm. 5, de forme générale anguleuse, avec des arêtes émoussées ou arrondies, d'agrégats de quartz en nombre restreint, d'orthose détritique et de quelques grains d'hématite rouge. Tous les minéraux sont revêtus d'une gaine ferrugineuse épaisse qui en fait nettement ressortir les contours. Loin d'être juxtaposés, ils laissent entre eux de larges intervalles occupés par du quartz secondaire.

[1] L. Cayeux, *op. cit.*, p. 7, Pl. VI.
Ibid., Introduction, etc., p. 195, Pl. III, fig. 1.

Ce quartz forme autour de tous les minéraux détritiques sans exception une très large auréole, orientée comme le minéral qu'elle enveloppe, et reproduisant très souvent la forme du grain primitif. Ce quartz secondaire est parfois développé à une échelle telle qu'il forme à lui seul les trois quarts de certains grains. Différentes manières d'être sont à distinguer :

1. Le noyau de quartz ancien est simple et forme avec l'enveloppe un seul individu cristallin. Telle est la constitution de la presque totalité des éléments.

2. Le quartz ancien des grains simples est-il caractérisé par une extinction très onduleuse? les ombres roulantes intéressent également les auréoles superficielles. On voit, par cet exemple, avec quelle fidélité le quartz secondaire reproduit l'orientation optique des grains qu'il enveloppe. Or la déformation du quartz ancien qui détermine l'extinction roulante ne peut être qu'originelle et antérieure à la genèse du grès, étant donné le gisement de celui-ci. Cette déformation est imposée au quartz secondaire, et elle prend naissance au moment où le grain de sable, nourri par une solution siliceuse, s'entoure de son auréole.

3. Le grain ancien est un agrégat, auquel cas l'auréole secondaire offre elle-même une structure d'agrégat. En chaque point, le quartz qui la forme est orienté comme le granule sur lequel il s'applique. Ce sont donc les éléments du pourtour de l'agrégat qui influencent l'orientation de la silice secondaire.

4. Pour la première fois, j'ai constaté l'existence d'un liséré de quartz secondaire autour des feldspaths. Les quelques orthoses observées en sont pourvues. Le quartz de l'auréole s'éteint en même temps que l'élément qu'il enveloppe et prend l'éclairement maximum en même temps que lui. Il en résulte que l'orientation de la gaine quartzeuse, entourant un minéral biaxe, n'est pas et ne peut être uniforme, et qu'elle doit varier autour de son noyau.

Si l'on débarrasse par la pensée les minéraux clastiques de leur couronne secondaire très épaisse, on arrive une fois de plus à la notion de ciment primordial. Dans l'espèce, il est des plus évident que les auréoles de quartz ont pris la place d'une gangue de nature indéterminée, qui isolait primitivement les matériaux constituants.

Par l'incrustation ferrugineuse des grains de quartz qui fixe sans ambiguïté la forme et le volume des grains de sable, non moins que par l'accroissement secondaire d'une importance exceptionnelle, la roche de Saint-Denis d'Authou, mieux que toute autre, met en lumière le mécanisme de la formation des quartzites par nourrissage des grains d'un sable quartzeux.

Dans le cas particulier où la place réservée au quartz secondaire est importante, le nourrissage peut aboutir à des formes plus ou moins géométriques, voire même à la genèse de cristaux, dans lesquels on reconnaît généralement les noyaux anciens. Le grès vosgien de Raon-l'Étape, notamment, fournit un excellent type de cette manière d'être, réalisant la variété connue sous le nom de *grès cristallisé* (Pl. IV, fig. 14, *a* et *b*).

En l'absence de liséré d'impuretés, marquant la limite des grains détritiques, il n'est pas rare que l'enveloppe secondaire ressorte très distinctement. Tel est le cas pour les grains de quartz bourrés d'inclusions, entourés d'une auréole de quartz secondaire très limpide (Pl. IV, fig. 17, *a*).

Dans beaucoup de quartzites, anciens ou non, le type normal ne permet pas, comme je l'ai déjà dit, de se faire une idée de l'importance de l'accroissement secondaire (Pl. IV, fig. 15). En multipliant les préparations dans les quartzites de cette catégorie, on finit par trouver des traces de quartz secondaire et même par observer d'admirables éléments de démonstration. C'est ainsi que le « grès » de Fontainebleau qu'il faut ranger parmi les quartzites les plus typiques composés de grains homogènes, moulés les uns sur les autres, fournit exceptionnellement (Romainville) des échantillons qui montrent avec la plus grande netteté l'accroissement secondaire des grains (Pl. V, fig. 18). Règle générale, cet accroissement est beaucoup plus visible dans les échantillons impurs. A cet égard, les variétés imprégnées ou simplement tachées d'oxyde de fer sont susceptibles de fournir des indications précises. Voici, par exemple, le cas du « grès » de May qui se range parmi les quartzites très typiques, dont les grains paraissent avoir été engendrés d'une seule pièce. Nombreux sont les échantillons qui renferment des concentrations ferrugineuses, de couleur brun rouge, sous forme de taches irrégulières franchement délimitées et de toutes dimensions. En coupe mince, l'oxyde de fer s'y comporte de deux façons : Il entoure d'un trait fin les grains de quartz moulés les uns sur les autres, son rôle se bornant à souligner les contours des éléments, auréole secondaire comprise ; c'est le cas général. Plus développé, il comble des vides, résultant de la juxtaposition incomplète de nombreux grains

dépourvus d'accroissement secondaire, de sorte que les plages ferrugineuses en question sont restées des plages de grès (Pl. IV, fig. 16). Il suffit de sortir de ces concentrations d'oxyde de fer pour que la roche redevienne un quartzite typique. Toutes les fois qu'il en est ainsi, on se rend compte que les grains de quartz se touchaient à l'origine et que l'accroissement secondaire s'est borné à combler de petits vides.

Le phénomène de nourrissage des grains dans les quartzites typiques est parfois insuffisant pour remplir tous les espaces intergranulaires. En section mince, on observe des vides très réguliers en forme de coins plus ou moins nombreux. Le phénomène s'observe surtout dans les quartzites les moins anciens. Dans le Tertiaire du Bassin de Paris, en particulier, il existe des « grès » très poreux, par suite de l'insuffisance de l'accroissement secondaire. Tel est le cas pour certains « grès » de Fontainebleau analysés par M. Termier[1].

Des quartzites anciens, comme certains échantillons de May, sont criblés de vides qui se réclament d'une tout autre origine. De n'importe quelle taille et très irréguliers, ces vides correspondent, selon toute apparence, à des matériaux enlevés par dissolution.

La porosité des quartzites, qui est loin d'être une propriété générale, est donc due à de multiples causes[2].

La composition chimique des quartzites typiques est généralement des plus simples, ainsi qu'en témoignent les deux analyses suivantes, fournies par des « grès » de Beauchamp et de Fontainebleau caractérisés par une structure de quartzite.

	I	II
SiO^2 (totale)	98.95	99.70
Al^2O^3	0.14	0.05
Fe^2O^3	0.16	
CaO	"	"
MgO	"	"
Na^2O	0.02	0.07
P^2O^5	"	"
CO^2	"	"
Totaux	99.42	99.82

I. « Grès » de Fontainebleau. — II. « Grès » de Beauchamp.

[1] P. Termier, *op. cit.*, p. 344-348.

[2] L. Cayeux, Structure, etc., p. 104.

On voit que le « grès » de Beauchamp analysé est formé de silice presque pure.

Les détails dans lesquels je viens d'entrer risqueraient de fausser les idées sur l'importance relative des différentes structures de quartzites, si je n'ajoutais que le degré de fréquence des types à ciment est pour le moment tout à fait indéterminé. En dehors du Bassin de Paris, où ils sont très répandus, leur présence n'a été signalée qu'en un petit nombre de points. Nul doute, qu'on ne les trouve un peu partout, mais c'est chose certaine, dès à présent, que les quartzites typiques jouent dans la nature un rôle incomparablement plus grand que les autres et qu'ils restent éminemment représentatifs du groupe.

Lorsque toutes les formations gréseuses auront été soumises au microscope, beaucoup de roches classées comme grès deviendront des quartzites. Dans ce domaine les diagnostics erronés sont légion. Pour ne citer que des exemples très connus, les « grès » armoricain et « grès » de May sont des quartzites typiques. Parmi les formations siliceuses du Tertiaire parisien, dont la terminologie fait supposer l'existence exclusive des grès, les quartzites abondent et l'emportent de beaucoup sur les grès typiques. En particulier, les « grès » de Fontainebleau sont presque tous des quartzites, et parmi les « grès » de Beauchamp, il se trouve également des quartzites proprement dits [1].

Corrosion du quartz clastique des grès-quartzites et quartzites-grès (Pl. XII, fig. 48, *b*.). — La forme très irrégulière des grains de quartz s'explique presque toujours, comme on l'a vu, par un accroissement secondaire très inégal. Dans plusieurs grès landéniens et lutétiens, elle se réclame accidentellement d'un autre processus. Des grains ont été attaqués sur place, corrodés, voire même réduits à l'état de squelettes et morcelés. J'ai noté l'existence de grains profondément échancrés, présentant parfois de tels étranglements que la moindre agitation des eaux aurait dû les fragmenter, si les entailles étaient originelles.

Que cette morphologie des grains corrodés ne préexiste pas à la mise en place des matériaux, on en peut donner deux preuves. Sur le bord des échan-

[1] L. Cayeux, Structure et origine des grès du Tertiaire parisien. (*Et. des gîtes min. de la France*, 1906, 160 p., 10 pl.).

crures, la limite des grains est capricieusement découpée, finement dentelée, et pour tout dire d'apparence rongée [1]. D'une façon ou d'une autre, le dessin en a été modifié ; et il n'a pu l'être que sur place, car la moindre action mécanique aurait porté atteinte au modelé si délicat des grains. De plus, un certain grès landénien montre de gros éléments morcelés *in situ* et se décomposant en plusieurs petits grains à contours irréguliers et rongés, complètement isolés dans la gangue, tous pourvus de la même orientation optique. Il est certain qu'une partie tout au moins des grès-quartzites et quartzites-grès du Bassin de Paris comporte une remise en mouvement de la silice des grains de quartz clastiques. Ce phénomène est d'autant plus imprévu qu'il est développé dans des roches caractérisées par une génération de silice secondaire exceptionnellement importante.

Autres preuves de remise en mouvement de la silice. — Des galets de silex et de phtanites, inclus dans des grès du Tertiaire parisien, y déterminent d'importantes modifications à leur contact, en même temps que la roche réagit sur la structure des galets à la périphérie. On voit, par exemple, la limite du silex s'effacer complètement et le ciment passer au silex par degrés insensibles. Ailleurs, c'est la composition et la structure du silex qui se modifient en bordure de la gangue (quartzite et grès landéniens de Beuzeville, Seine-Inférieure) [2]. Tout cela ne peut s'expliquer sans une remise en mouvement de la silice des silex, et, je puis ajouter, des phtanites quand ils sont en cause. A la vérité, le phénomène se produit toujours à une échelle très restreinte. On ne saurait révoquer en doute que les métamorphoses de cet ordre datent de la formation du ciment actuel.

Composition minéralogique des quartzites. — À l'exemple des grès proprement dits, les quartzites réservent généralement une place, si faible soit-elle, à des minéraux autres que la silice et ses variétés, et il en est qui renferment des débris organiques.

Plusieurs des minéraux clastiques sont assez fréquents pour qu'il y ait intérêt à les mettre en évidence dans la désignation du dépôt. De ce nombre sont les feldspaths et surtout l'orthose.

[1] L. Cayeux, *op. cit.*, p. 43, pl. IX, fig. 17 et 18.
[2] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 27.

Comme beaux types de *quartzite feldspathique*, je citerai le « grès » yprésien de Belleu (Oise), beaucoup de grès houillers, certains « grès » de May (Calvados) (Pl. V, fig. 20) et surtout des « grès » cambriens de la vallée de la Laize (Calvados) (Pl. V, fig. 19). Ces feldspaths sont généralement très altérés et se détachent en blanc sur le fond hyalin de la roche, lorsqu'ils ne sont pas envahis par des produits ferrugineux. Mais il arrive que leur état de conservation soit des plus remarquables. Des quartzites cambriens de Gouvix (Calvados) comptent une foule d'orthoses et de plagioclases d'une limpidité presque absolue. En raison de leur grande diffusion et de leur importance, les grès feldspathiques feront plus loin l'objet d'une analyse spéciale.

A titre de minéraux accessoires ou rares, on peut citer la muscovite, divers éléments d'une grande banalité, comme le zircon, la tourmaline, etc. Les quartzites du Tertiaire parisien renferment souvent des fragments de silex, et parfois en quantité très notable.

Les minéraux de métamorphisme, et par conséquent secondaires, sont nombreux. Je citerai, comme très répandus, la muscovite, la séricite et la biotite dans la catégorie des quartzites schisteux et, en même temps, phylliteux. Dans les quartzites permiens et triasiques de la Vanoise, M. P. Termier a signalé une nombreuse série de minéraux détritiques et secondaires : *ilménite, fer titané, oligiste, pyrite, rutile, zircon, sphène, tourmaline, zoïsite, séricite, chlorite, quartz, feldspaths,* en particulier l'*albite,* et *sidérose*[1]. Toutes ces espèces, et d'autres encore comme le *chloritoide,* etc., se retrouvent dans les quartzites métamorphiques de l'île de Crète.

En général, les débris organiques manquent, soit que les sables originels en aient été dépourvus, soit du fait que le dépôt a été le siège de métamorphoses plus ou moins intenses, même lorsqu'il s'agit de quartzites tels que ceux du Tertiaire parisien, formés sans la moindre intervention d'actions mécaniques. Les quartzites des sables de Fontainebleau, par exemple, ne contiennent ni Foraminifères ni restes de Mollusques. Des quartzites très anciens, qui ne procèdent pas de sables, peuvent faire exception et fournir des microorganismes siliceux. C'est le cas pour des quartzites (phtanites) siluriens et précambriens[2].

[1] P. Termier, Étude sur la constitution géologique du massif de la Vanoise (*Bull. Serv. Carte géol. France*, t. II, 1890, p. 392 et suiv.).

[2] Je propose plus loin de désigner ces roches sous le nom de *quartzolithes* pour les différencier des quartzites dérivant de sables.

Structure des quartzites. — En prenant en considération, non seulement les quartzites du Tertiaire parisien, mais ceux des terrains métamorphiques, on peut distinguer plusieurs types différents par leur structure.

1. *Quartzites grenus* (Pl. IV, fig. 15). — Lorsque la roche est composée d'éléments visibles à l'œil nu et pourvue d'un grain uniforme, la structure est grenue. Exemple : quartzites typiques du Bassin de Paris, « grès » armoricains, « grès » de May, etc.

2. *Quartzites compacts.* — Certaines variétés sont assez finement cristallisées pour paraître aphanitiques à l'œil nu. Elles constituent le groupe des quartzites compacts, lesquels passent, par de nombreux intermédiaires, aux quartzites grenus.

3. *Quartzites schisteux* (*Q. feuilletés, Q. rubannés*) (Pl. V, fig. 21 et Pl. VI, fig. 22). — Un troisième type très répandu dans les terrains métamorphiques a pour caractéristique des grains de quartz allongés, aplatis, tous ordonnés parallèlement les uns aux autres, de manière à engendrer une structure schisteuse, feuilletée ou simplement rubannée. L'intervention des phyllites n'est pas nécessaire pour que la stratification des éléments ressorte clairement. Toutefois lorsqu'elles entrent en jeu, la structure orientée acquiert le maximum de netteté. Les quartzites de cette sorte renferment fréquemment de la muscovite, de la séricite ou de la biotite, concentrées en lamelles invariablement disposées et allongées dans les plans de stratification, et formant des lits discontinus, rapprochés ou non. Ces variétés sont de véritables termes de transition aux micaschistes.

4. *Quartzites microlithiques* (Pl. VI, fig. 23). — Par exception, des grès sont formés de grains de quartz présentant un allongement des plus marqués, qui leur communique un facies microlithique. Le plus bel exemple que je connaisse de cette façon d'être, est fourni par un grès famennien de Matagne (Belgique).

5. *Quartzites porphyroïdes.* — Un dernier terme de complication correspond à des quartzites comprenant une masse fondamentale finement cristallisée, d'où se détachent de gros éléments de quartz, comme si la roche résultait de deux temps de cristallisation. D'où le nom de *porphyroïdes* que j'ai appliqué aux quartzites ainsi caractérisés. Lorsque cette différenciation

marche de pair avec la structure feuilletée et l'intervention de phyllites, il en résulte des roches à caractère cristallophyllien très accentué. L'étude au microscope de ce groupe y met en évidence trois structures différentes.

A. *Structure porphyroïde proprement dite.* — Les gros éléments, clairsemés ou nombreux, affectent une forme quelconque, irrégulière, lobée, dentelée, parfois subglobulaire. Ils sont noyés dans une masse finement grenue, caractérisée par une polarisation d'agrégat.

B. *Structure amygdaloïde* (Pl. VI, fig. 25). — Dans certains quartzites porphyroïdes, les noyaux de quartz revêtent la forme d'amandes très régulières. Placés dans les feuillets de la roche, ils refoulent les éléments voisins, en jouant le même rôle que les yeux de quartz des gneiss glanduleux.

C. *Structure sphérolithique* (Pl. VI, fig. 24). — Très souvent les gros éléments ont influencé la cristallisation du quartz qui les entoure et jusqu'à une distance qui peut égaler leur diamètre. Cette influence se traduit par des granules aplatis et allongés en files radiées autour des noyaux servant de centres, mais sans jamais imposer une orientation optique unique à l'ensemble. La différenciation est plus morphologique qu'optique. Une partie des granules, placés n'importe où, s'éteignent en même temps que les noyaux. Cette structure n'est pas sans analogie avec la structure sphérolithique; elle s'en distingue en ce que pas un seul des groupements ne montre le phénomène de la croix noire. Lorsque les centres de cristallisation ne sont pas trop éloignés les uns des autres, ce type de structure envahit toute la roche. Les quartzites à structure porphyroïde servent de trait d'union entre les quartzites typiques et les quartzites à ciment du Bassin de Paris. On peut, d'ailleurs, légitimement se demander s'ils ne dérivent pas d'anciens grès-quartzites, quartzites-grès et quartzites à ciment.

Le phénomène de l'allongement, de l'aplatissement et de l'orientation des grains des quartzites schisteux, qui n'est pas spécial aux quartzites des terrains cristallophylliens les plus anciens, et qu'on peut observer dans des terrains métamorphiques de tout âge, mériterait d'être étudié à fond. Il implique forcément une recristallisation du quartz, car d'un grès ou d'un quartzite ordinaire, il est impossible de passer par un autre processus au quartzite feuilleté, par suite des modifications profondes affectant la morphologie des grains. L'intervention du métamorphisme dynamique semble devoir être écartée, du fait

que les granules de quartz groupés en sphérolithes, s'allongent et s'ordonnent en files dans toutes les directions, sous l'influence des centres d'attraction représentés par les noyaux de quartz.

La question est probablement plus complexe qu'il ne semble, en raison de l'existence possible et probable de quartzites feuilletés dérivés de sédiments siliceux d'origine organique.

De l'utilité d'une étude systématique des quartzites des terrains cristallophylliens. — La question des quartzites subordonnés à la partie supérieure des terrains cristallophylliens mérite de fixer toute l'attention des géologues pour deux raisons :

Certains de ces quartzites grenus ne diffèrent en rien des quartzites sédimentaires les plus typiques. Presque tous, formés de grains allongés et ordonnés parallèlement à la stratification, s'écartent beaucoup des premiers. Il y aurait intérêt à retrouver dans les uns et les autres des caractères attestant leur origine sédimentaire. Sans doute, beaucoup de géologues s'accordent-ils pour voir dans les terrains primitifs les sédiments les plus anciens profondément transformés. Si les présomptions favorables à cette conception ne manquent pas, ce n'est point un motif de se dispenser de faire la preuve que telle est la vérité. Or, mieux que toutes les autres roches cristallophylliennes, les quartzites, et surtout leurs variétés ferrugineuses, se prêtent à ce genre d'études.

La seconde raison est tirée de la possibilité, croyons-nous, d'exhumer de ces quartzites, après des recherches suffisamment persévérantes, des restes organiques échappés à la destruction, si, comme on est fondé à le supposer, ils procèdent d'anciens sédiments. La conservation des Radiolaires précambriens dans des phtanites transformés en quartzites [1] et la constitution de nombreux phtanites à Radiolaires siluriens qui sont, eux aussi, des quartzites [2], légitiment l'espoir que les terrains cristallophylliens cesseront un jour d'être tout à fait azoïques. De tout le complexe cristallophyllien, les quartzites sont les seules roches susceptibles de fournir des vestiges organiques. On les choisira de préférence parmi les variétés les plus fines et chargées d'oxyde de fer, en raison de la double propriété que possède cet élément de s'opposer parfois à l'accroissement secondaire du quartz et surtout de conserver les

[1] et [2], plus exactement *quartzolithes*.

microorganismes[1]. C'est en songeant à ces roches que j'ai écrit autrefois : « Le microscope n'a pas dit son dernier mot en ce qui concerne les faunes les plus anciennes ».

Distribution des quartzites dans le temps. — Dans un pays comme la France, il est évident que les quartzites jouent un rôle incomparablement plus grand dans les formations paléozoïques que dans les terrains secondaires et tertiaires. A partir des temps secondaires, les sables et grès proprement dits apparaissent, et on les voit jouer un rôle important, surtout au cours de la période tertiaire. Il n'échappe pas que la question changerait passablement de physionomie, si l'on envisageait la série des terrains uniquement en pays plissé où tous les sédiments ont été soumis à l'action du dynamométamorphisme. N'empêche que, d'une manière générale, les quartzites atteignent leur maximum de développement aux époques anciennes.

Sans préjuger de la solution à donner à la question que soulève cette constatation, observons que le problème posé est du même ordre que celui de la distribution dans le temps des différents types de combustibles et des minerais de fer oolithique. Tout se passe pour les charbons et les minerais de fer de France comme s'il y avait évolution lente avec le temps. A telle enseigne que les combustibles tendent d'autant plus vers le carbone pur qu'ils sont plus anciens. En gros, la tourbe est actuelle et pleistocène, les lignites sont tertiaires et secondaires, la houille proprement dite est stéphanienne et westphalienne et l'anthracite dinantienne. Il y a quelque chose de pareil pour les minerais de fer oolithique. Si bien qu'en apparence, tout au moins, les caractères de ces dépôts sont nettement fonction du facteur âge. On peut tenir pour démontré qu'il n'en est rien. Pas plus que les charbons et les minerais de fer, les quartzites ne sont redevables de leurs caractères à une évolution lente et graduelle. Pour plus de précision, j'admets que les sables, grès, grès-quartzites et quartzites-grès, resteront indéfiniment ce qu'ils sont à présent, si les conditions du milieu ne varient pas du tout au tout avec le temps. Dans le même ordre de considérations, j'ai de sérieux motifs de supposer que le « grès » armoricain et le « grès » de May ont acquis leurs caractères actuels à une époque très reculée, et nullement peu à peu dans la suite des temps géologiques.

[1] L. Cayeux, Les minerais de fer oolithique de France, t. I. Minerais de fer primaires (*Ét. des gîtes min. de la France*, 1909, p. 200).

Cette question très délicate se rattache à une idée directrice qui est loin d'être nouvelle pour nous. Elle n'en demande pas moins l'appui de beaucoup de faits pour être résolue de façon satisfaisante.

Pluralité d'origine du type quartzite [1]. — La structure du quartzite typique est susceptible de prendre naissance dans les conditions les plus variées et aux dépens de sédiments primitivement très dissemblables. A ce point de vue les quartzites se répartissent en deux groupes principaux : les quartzites des formations sédimentaires typiques et ceux des terrains métamorphiques proprement dits.

1. *Quartzites des formations sédimentaires typiques.* — Je range dans cette première catégorie des roches d'origine variée :

A. *Quartzites dérivant directement d'un sable.* — Une solution siliceuse baignant des sables — émergés ou non — engendre, soit un ciment siliceux, soit des auréoles de quartz secondaire, permettant aux grains de se développer et de se mouler les uns sur les autres. Les quartzites qui en résultent sont engendrés d'emblée, comme les grès, et leur genèse se confond avec la consolidation même des dépôts.

B. *Quartzites dérivant des grès.* — La genèse de certains quartzites paraît comporter deux phases : les sables engendrent d'abord des grès, puis les grès se transforment en quartzites. Tel est le cas, notamment, pour des grès à ciment calcaire quartzifié.

C. *Quartzites épigéniques.* — La structure caractéristique des quartzites se retrouve dans des roches résultant de la substitution partielle ou totale de la silice à des carbonates ou sulfates. En réalité, l'épigénie totale est rare en moyenne, et il s'agit, le plus souvent, d'accidents minéralogiques sans importance. Par exemple, il est fréquent d'observer des plages de quartzite d'extension variable dans des calcaires et dolomies. Il en existe, également, dans les « silex » du gypse parisien comme produit de substitution au sulfate de chaux. La quartzification des calcaires peut se généraliser dans certains cas et s'étendre à un dépôt tout entier (Ex. : quartzite ferrugineux des minerais

[1] L. Cayeux, Structure et classification des grès et quartzites. Pluralité d'origine du type quartzite (*Congr. géol. int. C. R. X^e Sess.*, Mexico, 1906, p. 1223-1227).

eiféliens de Couplevoie, Nord [1], et quartzites des meulières des environs de Paris).

Au même groupe se rattachent les belles structures de quartzite, observées dans les végétaux fossiles merveilleusement conservés. Le quartz des quartzites épigéniques peut être entièrement ou partiellement secondaire; il comprend parfois des éléments détritiques qui ont subi un nourrissage.

D. *Quartzites résultant de la transformation d'un dépôt siliceux d'origine organique.* — La cristallisation de la silice de nombreux sédiments essentiellement composés d'organismes siliceux, et principalement de débris de Spongiaires, engendre, soit des plages, soit d'importants dépôts de quartzites. Beaucoup de phtanites en bancs dans le Précambrien et le Silurien de France et un certain nombre de nodules de « phtanites » carbonifères sont, en réalité, des quartzites à grain extrêmement fin. Ce groupe se relie intimement au précédent par les îlots de quartzite fréquemment observés dans les silex de la craie. Dans l'espèce, l'origine première de la silice est organique, mais il y a substitution de la silice au carbonate de chaux [2].

2. *Quartzites des terrains métamorphiques.* — Les roches qui prennent place dans ce groupe ont également des origines très diverses. Elles sont dues à l'action du métamorphisme de contact, du métamorphisme général et du dynamométamorphisme.

A. De nombreux grès deviennent des quartzites très cristallins au contact ou à faible distance du granite.

B. La même transformation, susceptible de s'opérer à très grande échelle, sous l'influence du métamorphisme général, affecte non seulement la silice détritique, mais encore la silice organique. C'est ainsi que d'importantes masses de silex de l'île de Crète ont été converties en quartzites.

C. Le dynamométamorphisme fait des quartzites avec des sables, des grès, et vraisemblablement avec des dépôts siliceux de sources variées.

Il résulte de ces brèves indications que l'histoire des quartzites est extrêmement complexe. Elle nous apprend clairement que des dépôts d'origine et de

[1] L. Cayeux, Les minerais de fer oolithique de France. T. I, Minerais de fer primaires (*Ét. des gîtes min. de la France*, 1909, p. 220-224, pl. XVII, fig. 30 et pl. XVIII, fig. 3).

[2] C'est à ce groupe de roches que j'ai réservé le nom de *quartzolithes*.

composition très différentes aboutissent au même type de structure. C'est le plus bel exemple de convergence qu'il m'ait été donné d'observer dans le domaine des roches sédimentaires.

Transformation des grès en quartzites par «métamorphisme atmosphérique». — Au témoignage de M. Ch. Barrois et J. Gosselet, le grès landénien de Marlemont (Ardennes) est redevable à l'atmosphère de sa transformation en quartzite. La roche en question est représentée aujourd'hui par des blocs généralement isolés, non roulés, simplement arrondis sur les angles. Ces blocs sont percés de trous profonds rapportés à des Pholades; de plus, beaucoup d'entre eux montrent intérieurement des traces de racines. M. Ch. Barrois a montré qu'ils se rattachent par de nombreux intermédiaires aux dépôts tertiaires conservés en couches continues à l'intérieur du Bassin parisien [1]. Dans la région de Marlemont ces blocs ont le caractère de quartzites issus de grès, transformés de la périphérie vers le centre. Des blocs très instructifs à cet égard ont gardé les caractères de grès à l'intérieur, alors que, sur une certaine épaisseur au voisinage de la surface, ils sont convertis en quartzites. Le durcissement et le passage au quartzite s'observent également à l'intérieur le long des vides laissés par les racines. A Marlemont, qui est la localité la plus occidentale où l'on rencontre ces blocs, M. Ch. Barrois a reconnu des grès revêtus d'une croûte de quartzite réduite à 2 millimètres de puissance. A mesure qu'on s'éloigne vers l'Est, l'épaisseur transformée augmente et, finalement, la métamorphose s'étend à toute la masse des éléments. Ces différences dans l'intensité des modifications de l'Ouest à l'Est signifient que les blocs sont d'autant plus transformés qu'ils ont été exposés plus longtemps à l'action des agents atmosphériques. Telle est la conclusion formulée par M. Ch. Barrois.

Le mécanisme de ce métamorphisme, compliqué d'un morcellement des grains de quartz, n'a pas été élucidé de façon satisfaisante. J. Gosselet y a vu un bel exemple de « métamorphisme atmosphérique » [2]. Le mot, malheureusement, n'explique pas la chose. J'ai des raisons de croire que le phénomène de corrosion et de dissolution de la silice *in situ*, sur lequel j'ai appelé l'attention précédemment, constitue un des facteurs importants du problème. D'après

[1] Ch. Barrois, Sur l'étendue du système tertiaire inférieur dans les Ardennes et sur les argiles à silex (*Ann. Soc. Géol. Nord*, t. VI, 1878-1879, p. 370).

[2] J. Gosselet, L'Ardenne, 1888, p. 831.

J. Gosselet, les mêmes influences se sont exercées sur d'autres grès tertiaires du Bassin de Paris.

B. Grès calcaires.

Un grès peut être calcaire par son ciment, par des organismes, voire même par des morceaux de calcaires remaniés. Dire d'un grès qu'il est calcaire ne suffit pas pour le classer sans ambiguïté, s'il n'est pas admis *a priori* que le qualificatif calcaire désigne toujours la gangue. Pour nous, *un grès calcaire est un grès à gangue de carbonate de chaux.*

Malgré son importance, le groupe des grès à ciment calcaire n'est point sujet à variations comme celui des grès siliceux. Minéralogiquement, la gangue est toujours pareille à elle-même, constituée qu'elle est par de la calcite, à l'exclusion absolue de l'aragonite, les seules différences tenant au degré d'abondance et à l'état cristallin du carbonate de chaux. Néanmoins, dans la pratique, on distingue des *grès calcaires* proprement dits et des *mollasses,* comme si l'uniformité de caractères était plus apparente que réelle.

Je passerai d'abord en revue les grès calcaires proprement dits, pour voir ensuite si les caractères des mollasses en font des roches à part, autrement dit une entité qu'il est nécessaire de maintenir dans la classification des grès.

a. Grès calcaires proprement dits.

(Pl. VII, fig. 26-28.)

Tous les intermédiaires s'observent entre le grès à ciment calcaire très peu développé et le grès à gangue de calcite tellement importante qu'il se tient à la limite des calcaires quartzeux.

On peut considérer, comme premier terme de la série des manières d'être observées, un grès dont le ciment est réduit à une mince auréole de particules de calcite enveloppant tous les grains de quartz. Les vides abondent. Parfois les couronnes de calcite grenue prennent de l'importance en bordure des cavités, et, par exception, elles les comblent. Un grès bartonien d'Auvers (Seine-et-Oise)[1] répond à ce premier type (Pl. VII, fig. 28).

Au deuxième stade appartiennent des grès dont les espaces intergranulaires sont entièrement occupés par de la calcite plus ou moins largement cristal-

[1] L. Cayeux, Structure, etc., p. 51, pl. IV, fig. 8.

lisée et, en tout cas, ne réalisant pas l'unité d'orientation. Une foule de grès, notamment des grès lutétiens (Pl. VII, fig. 27) et bartoniens[1] du Bassin de Paris, rentrent dans ce groupe.

Un troisième type a pour caractéristique de la calcite réalisant l'unité d'orientation dans chaque espace intergranulaire. C'est une exception, comme le suivant.

Le quatrième et dernier correspond au « grès cristallisé » de l'ancien gisement de Bellecroix, dans la forêt de Fontainebleau, célèbre par les beaux échantillons qu'il a fournis aux collections de minéralogie. La coupe montrait, séparés par du sable, deux bancs de grès dont le supérieur était entièrement tapissé de rhomboèdres à sa base. Parfois la partie terminale de l'autre banc en était également incrustée. Ce grès se décomposait, soit en grands cristaux rhomboédriques isolés et parfaits de forme, se rapportant au rhomboèdre inverse e^1 $(02\bar{2}1)$; soit, et surtout, en cristaux incomplets constituant des groupements; soit, enfin, en gros éléments moulés les uns sur les autres, sans trace de contours cristallins, ou avec des rudiments de pointements.

Les plans de cassure des cristaux, libres ou fondus les uns dans les autres, et du grès qui les supporte sont miroitants comme les clivages de la calcite. A la loupe, ils se montrent piquetés d'une foule de petits points mats, correspondant aux grains de quartz. Sous le microscope, ces grains sont isolés et enfouis dans une gangue de calcite représentant à peu près le tiers de la roche[2].

Le gisement de Bellecroix présente cette particularité que la calcite du ciment a réalisé sa forme cristalline en grand, comme si le milieu sableux n'existait pas. Chaque rhomboèdre se résout, en effet, en un grès à ciment de calcite d'une seule orientation optique[3]. Des préparations, tirées d'échantillons non limités par des contours géométriques, peuvent accuser une même orientation de la calcite dans toute leur étendue (Pl. VII, fig. 26).

[1] L. Cayeux, *op. cit.*, p. 53, pl. III, fig. 6.

[2] L. Janet a signalé jusqu'à 30 p. 100 de carbonate de chaux dans les rhomboèdres. [L. Janet, Sur la composition chimique des grès stampiens du Bassin de Paris (*B. S. G. F.*, 3e S., t. XXV, 1894, p. CLXI-CLXIV).]

[3] Dès 1774, de Lassone mentionne une note très intéressante de Romé de l'Isle sur le grès de «forme rhomboïdale» : «On observe que cette espèce de grès n'est pas pure, que l'acide nitreux l'attaque à raison d'une substance calcaire qui entre dans sa mixtion et dans sa composition en proportion d'un peu plus d'un tiers sur le total et l'on ajoute que peut-être la cristallisation de cette pierre sableuse n'a été déterminée que par le mélange et le concours de la matière calcaire qui sert de ciment». [De Lassone, Mémoire sur les grès en général, et en particulier sur ceux de Fontainebleau (*Mém. Ac. roy. Sc.*, 1774, p. 223).]

Le « grès cristallisé » typique de Fontainebleau répond à la composition chimique suivante :

SiO^2 (totale)	61.70
Al^2O^3	0.31
Fe^2O^3	0.24
CaO	21.00
MgO	—
Na^2O	0.17
CO^2	16.10
TOTAL	99.52

A quelque catégorie qu'ils appartiennent, les grès à ciment calcaire du Tertiaire parisien (et beaucoup d'autres) sont caractérisés par des grains de quartz complètement isolés dans la gangue. Celle-ci ne représente donc pas un ciment tardivement introduit dans le dépôt, de manière à en agglutiner les éléments. A l'origine, tous étaient pourvus d'un fond calcaire, et c'est ce milieu, plus ou moins modifié, et sans doute parfois enrichi par un apport secondaire, qu'on retrouve aujourd'hui. En ce qui concerne le ciment primordial et ses métamorphoses, on peut distinguer au moins trois types de grès calcaires. Autant qu'on peut l'affirmer, l'un d'eux a conservé son ciment primitif sous la forme d'une trame calcaire, continue, homogène, d'une grande finesse et teintée en gris sale, probablement souillée par un peu de matière argileuse (Ex. : grès bartonien, route d'Acy à Meaux [1]). Un autre représente un stade où l'on voit un ciment analogue au précédent, partiellement cristallisé en grains uniformes. Dans le troisième, tout le ciment est recristallisé. Tantôt, et généralement, il est grenu (Ex. : grès yprésien de Mont-de-Magny, près Gisors, Eure; [2]) tantôt, il est très largement recristallisé (Ex. : « grès cristallisé » de Fontainebleau. [3]) Jusqu'à présent aucun spécimen de grès ne m'a fourni de ciment décomposé en menus rhomboèdres.

Les grès à ciment calcaire peuvent renfermer des éléments accessoires susceptibles d'en modifier la physionomie, comme la glauconie, le mica, les feldspaths, etc. De même, ils renferment parfois des restes organiques variés : Mollusques, Brachiopodes, Echinodermes, Foraminifères, etc., représentant

[1] L. CAYEUX, Structure, etc., p. 53, pl. III, fig. 5.
[2] *Ibid., op. cit.*, p. 37.
[3] *Ibid., op. cit.*, p. 69, pl. IV, fig. 7.

un pourcentage de carbonate de chaux qui n'est pas toujours négligeable. Ce sont invariablement des débris grossiers plus ou moins triturés par les flots.

Différents grès calcaires du Bassin de Paris sont en voie de silicification, et il en est même dans lesquels les témoins de l'ancienne gangue sont clair-semés, ou sur le point de disparaître complètement. Des exemples empruntés aux grès bartoniens de Beauchamp [1] établissent clairement un fait important, au point de vue de l'histoire des grès siliceux, à savoir la genèse d'un ciment de quartz microcristallin, marchant ou non de pair avec un accroissement secondaire des grains de quartz, aux dépens d'une gangue de calcaire finement cristallisé. Le phénomène de substitution du quartz à la calcite, observé à grande échelle, prendra toute sa valeur lorsque se posera la question de l'origine des grès et quartzites en général.

b. Mollasses [2].

(*Grès-mollasses.*)

(Pl. VII, fig. 29 et Pl. VIII, fig. 30-32.)

Le terme *mollasse* sert à désigner un complexe de dépôts et une roche. Ce complexe comprend des grès, sables, poudingues calcaires et marnes, dont l'étude relève de la géologie proprement dite. Celle de la roche seule est de notre domaine.

A. Brongniart, qui a créé le terme « molasse », en fait une variété de *macigno,* ou *grès argilo-calcaire,* répondant à la définition : « Macigno molasse. Texture grenue, lâche, sableuse, mêlée d'un peu d'argile, toujours du mica; presque friable » [3]. Quelques années plus tard, d'Omalius d'Halloy, après avoir caractérisé le macigno comme grès argilo-calcarifère, ajoute : « On donne le nom de molasse au macigno friable » [4]. C'est également à cette conception de la mollasse que s'arrête Coquand [5]. Pour Cordier, la « molasse » est un « grès quartzeux avec marne ordinaire », ou bien encore un « grès argilo-calcarifère », le terme mollasse étant « tiré de la faible consistance que présente souvent

[1] L. Cayeux, *op. cit.*, p. 51 et suiv.

[2] Les anciens auteurs écrivaient *molasse* (Brongniart, Cordier, Coquand, etc.).

[3] A. Brongniart, Classification et caractères minéralogiques des roches homogènes et hétérogènes, 1827, p. 128.

[4] D'Omalius d'Halloy, Introduction à la géologie, 1833, p. 780-781.

[5] H. Coquand, Traité des roches, 1857, p. 236.

cette roche, quand on l'extrait de la carrière ». C'est, pour l'auteur, une « roche de *composition complexe*, formée de petits grains de *quartz* distincts (1/2 à 2/3 de la masse), avec quelques grains de *Feldspath* (parfois en partie décomposé), de *Calcaire*, de *Mica* et de parties verdâtres *talqueuses* ou *serpentineuses*, le tout faiblement consolidé par un ciment marneux, *tendre*, qui peut former jusqu'au tiers de la masse. »

« La molasse fait toujours effervescence avec les acides; elle est, en général, peu consistante, friable sur les bords et à grains fins. Ses teintes grisâtres, gris brunâtre, verdâtres, rarement rougeâtres, sont quelquefois bigarrées... Cette roche renferme fréquemment des galets et fragments plus ou moins volumineux de quartz et autres roches constituant en Suisse des brèches et poudingues polygéniques, qui ont été décrits sous les noms de *Gompholite* et de *Nagelflue* »[1].

Il résulte des indications fournies par les anciens auteurs que la molasse renferme, en plus des grains de quartz, deux éléments essentiels, le carbonate de chaux et l'argile, dont le premier est développé en dehors du ciment. Pour tout dire, c'est un grès argilo-calcaire. Si la molasse est cela, elle remplit les conditions nécessaires et suffisantes pour constituer un groupe bien défini, ou, si l'on veut, une entité pétrographique.

En fait, on appelle molasses des roches très différentes subordonnées aux terrains tertiaires de certaines régions. Dans notre pays, le vocable sert à désigner des roches qui s'échelonnent du Tongrien compris (Sannoisien) au Tortonien, et, de même qu'en Suisse, on l'emploie indifféremment pour désigner des dépôts d'eau douce et marins. C'est à peine si le groupe est représenté dans le Bassin de Paris (molasse d'Étréchy du niveau des sables de Fontainebleau et molasse du Gâtinais, d'âge aquitanien). Il l'est davantage dans le Bassin de l'Aquitaine, où les molasses vont de l'Aquitanien du Bordelais au Tortonien inclus. Elles atteignent leur maximum de développement dans celui du Rhône et en Suisse, où l'on distingue une molasse marine (Burdigalien supérieur et Helvétien), comprise entre une molasse d'eau douce inférieure (Aquitanien et Burdigalien inférieur), et une molasse d'eau douce supérieure (Tortonien). Des formations mollassiques existent également dans le Bassin de Vienne et dans le Miocène italien.

L'analyse d'un grand nombre de spécimens qui m'ont été procurés par W. Kilian, MM. Lugeon, Collet, Déverin et Blayac, nous enseigne que les

[1] P.-L.-A. Cordier, *op. cit.*, p. 223-224.

roches groupées sous le nom de mollasses se répartissent en trois catégories. La plupart sont des *grès;* quelques-unes se rapportent à des *calcaires* organogènes ou bréchoïdes, et les autres, exceptionnelles, semble-t-il, doivent être rangées parmi les *marnes*.

L'analyse de quelques types, choisis parmi les plus intéressants, complétée par l'étude de mollasses dont la description ne saurait trouver place ici, nous fournira les éléments d'un diagnostic d'ensemble.

Mollasse sannoisienne du Fronsadais, Riscaud (Gironde) (Pl. VII, fig. 29). — Roche tendre, gris clair, piquetée de points de couleur foncée, montrant à la loupe une foule de grains porcelainés de nature feldspathique.

Quartz dominant en grains anguleux (0 mm. 3) généralement simples (*a*) ou composés (*b*). Très nombreuses lames de biotite en voie de verdissement ou non; quelques paillettes de muscovite et plusieurs espèces de feldspaths (*c*) (microcline et feldspaths plagioclases). Très rares minéraux denses. Nombreux fragments de roches cristallophylliennes, composées de quartz et biotite, à structure feuilletée. Par continuité, on est conduit à rapporter au même groupe des complexes de quartz et de fines paillettes de séricite d'une origine probablement différente. C'est vraisemblablement le cas aussi pour plusieurs grains d'aspect quartzitique presque cryptocristallins.

Aux matériaux détritiques, il faut encore rapporter de nombreux débris calcaires (*e*), très finement grenus ou non, de forme plus ou moins globuleuse, se détachant en gris, susceptibles de venir au premier rang après le quartz. Par exception, ces éléments accusent une seule orientation optique et sont maclés.

Organismes représentés par un seul fragment d'Échinoderme.

Les minéraux et autres débris se touchent ou non, particularité impliquant l'existence d'un ciment primordial. La gangue actuelle est formée de calcite pure, assez largement cristallisée ou grenue, avec clivages grossiers (*f*).

La roche est un *grès riche en biotite à ciment calcaire*[1].

Mollasse rouge aquitanienne du Val d'Illiez (Valais). — Sous ce nom, on désigne des poudingues d'origine jurassienne, des marnes rouges

[1] Des échantillons du même gisement rentrent dans les calcaires.

ou bigarrées et des grès micacés auxquels on attribue une origine alpine. Il y faut ajouter des calcaires, car la presque totalité des échantillons observés enr elèvent. Les mollasses proprement dites, passées en revue, sont grises, de nuance légèrement verdâtre et relativement dures.

Quartz très dominant, en grains irréguliers de forme, et de taille variable (0 mm. 2 en moyenne); nombreux éléments composés, d'origine filonienne. Des individus en proportion appréciable ont subi un commencement d'accroissement secondaire, caractérisé par une bordure frangée, passant insensiblement au quartz du ciment. Par exception, des grains nourris commencent à se rejoindre et à se mouler les uns sur les autres.

Feldspaths divers, bien conservés ou en voie d'altération. Certains d'entre eux sont partiellement transformés en un fouillis de fines lamelles de mica blanc et de granules de quartz; d'autres, moins décomposés, montrent les paillettes alignées suivant un ou deux systèmes de clivages. Nombreux débris qu'on est tenté de rattacher aux roches cristallophylliennes sous le nom de quartzites phylliteux, de schistes micacés et quartzeux, mais qui dérivent vraisemblablement de feldspaths entièrement décomposés. Quoi qu'il en soit, ils s'y rattachent par une série de termes de transition. Plusieurs fragments largement cristallisés procèdent de quartzites. Un peu de mica blanc; chlorite rare. Quelques minéraux lourds, tels que zircon, tourmaline, etc.

Ciment de calcite, très discontinu, largement cristallisé, silicifié par places. On voit alors des éléments envahis par du quartz à structure quartzitique, du quartz largement cristallisé, et, exceptionnellement, par de la quartzine, sphérolithique ou non. Tout un espace compris entre plusieurs éléments peut être comblé par un seul et unique grain. Les plages modifiées de la sorte montrent des éléments de calcite réduits à l'état de squelette. Quelques parties de la gangue, ressemblant à s'y méprendre aux feldspaths les plus altérés, se résolvent en un complexe de paillettes micacées et de minuscules granules de quartz assemblés confusément. C'est probablement le résultat de la décomposition *in situ* d'une sorte de bouillie feldspathique. Seules quelques plages impliquent l'existence d'un ciment primordial.

La roche est un *grès-quartzite feldspathique à ciment de calcite ou de calcite et de quartz.*

Mollasse aquitanienne de La Cergne, près Palézieux (Valais) (Pl. VIII, fig. 30). — Elle fournit un très beau type de mollasse, à base de

quartz prédominant, en grains très anguleux (*a*), mesurant, en moyenne, environ 0 mm. 2 de diamètre, et de feldspaths très répandus, comprenant de nombreuses orthoses, quelquefois albitisées (*b*), et des feldspaths tricliniques (*c*), aux lamelles hémitropes parfois déformées. Tous les états de conservation s'observent dans les feldspaths, depuis les grains limpides jusqu'aux cristaux gris sale, pétris de produits d'altération qui ont pris la place de la totalité de la matière feldspathique. Suivant le cas général, des éléments qui ne renferment plus que des minéraux de décomposition (quartz et phyllites), à structure orientée, prêtent à confusion (*f*). La muscovite et la biotite (*d*) plus ou moins altérée, et surtout la première, comptent de nombreuses lamelles d'assez grande taille, rectilignes, plissées et même froissées.

Les roches remaniées ont pour représentants des débris calcaires (*e*) et surtout des fragments d'origine cristallophyllienne, tels que quartzites feuilletés, phylliteux ou non.

Aucune trace organique ne peut être mise en évidence.

Peu développée, la gangue est tout entière composée de calcite très largement cristallisée.

Aucune trace d'accroissement secondaire n'étant visible dans les grains de quartz, la roche est un *grès très feldspathique, micacé, à ciment de calcite.*

Mollasse grise aquitanienne de Belmont, près Lausanne (Suisse) (Pl. VIII, fig. 31). — Mollasse gris clair, relativement consistante, avec nombreux points colorés de nuance souvent verdâtre, qui ne paraissent pas devoir être confondus avec la glauconie.

Quartz en grains anguleux mesurant en moyenne 0 mm. 1, simples (*a*) et quelquefois réunis par deux. Très rares fragments de quartz de filon (*c*). De loin en loin, un complexe se décomposant en deux grains de quartz et de feldspath soudés.

Forte proportion de feldspaths fragmentaires : orthose, microcline, et surtout feldspaths tricliniques acides (*d*) dont les lames hémitropes sont souvent déformées. Exceptionnellement, portions de ciment feldspathique d'une roche microlithique (*e*). Beaucoup de ces feldspaths sont d'une pureté absolue; d'autres, en voie d'altération, renferment des granules de quartz, des paillettes micacées, les uns et les autres de taille très exiguë, et des produits argileux. Rare est la présence de la calcite dans les feldspaths plus ou moins décomposés (*f*). Je rattache, à ce même groupe de matériaux, de nombreux éléments,

formés de quartz en tout petits granules, à structure feuilletée ou non, purs, micacés ou chloriteux, passant par tous les degrés à des types essentiellement phylliteux. Ceux qui sont exclusivement quartzeux et sans trace d'orientation des granules réalisent au microscope le faciès de certains phtanites.

Chaque préparation contient de grandes paillettes de muscovite, plusieurs lames de biotite et de chlorite et plusieurs représentants des minéraux denses (zircon, magnétite, etc.).

Par ailleurs, il existe dans presque toutes les coupes, quelques morceaux de roches, composées de granules de quartz et de mica plus ou moins verdi, d'origine cristallophyllienne, ainsi que des débris de quartzite et de calcaire très finement cristallisé.

Il est à noter que l'on passe par toutes les étapes possibles des feldspaths en voie d'altération, chargés de quartz et de phyllites orientés, à des éléments d'aspect franchement cristallophyllien que, par continuité, on est amené à relier aux feldspaths. Selon toutes probabilités, cette continuité induit quelque part en erreur. En tout cas, c'est pour moi une difficulté insurmontable que de faire un départ raisonné entre tous les débris empruntés aux terrains schistocristallins et ceux qui dérivent simplement des feldspaths.

Ciment de calcite largement cristallisée et très maclée (g), laissant très peu de vides et suffisamment développé pour conclure à l'existence d'un ciment calcaire recristallisé. A en juger par mes échantillons, cette composition répond au type normal. Un spécimen en diffère sensiblement par une gangue tour à tour calcaire et argileuse, laquelle, en moyenne, est calcaréo-argileuse.

Un échantillon de mollasse typique à ciment calcaire présente la composition suivante :

SiO^2	56.80
Al^2O^3	8.48
Fe^2O^3	1.67
CaO	15.25
MgO	1.24
K^2O	1.46
Na^2O	1.31
TiO^2	0.10
P^2O^5	traces
CO^2	12.95
H^2O	0.50
TOTAL	99.76

On peut admettre que la magnésie fait partie des phyllites et que presque tout l'acide carbonique est combiné à la chaux. En l'absence d'argile dans la gangue, la forte teneur en alumine est à remarquer. Tout bien considéré, l'alumine doit être cherchée dans les feldspaths, dont beaucoup sont plus ou moins dépouillés de leurs alcalis.

En résumé, la roche est un *grès très feldspathique à ciment calcaire.*

Mollasse burdigalienne à *O. crassissima* **de Voreppe (Isère)** (Pl. VIII, fig. 32). — Mollasse grise, gris jaunâtre, brunâtre, d'assez faible cohérence, passablement micacée, un peu glauconieuse, et montrant à la loupe quantité de grains feldspathiques toujours dépourvus de limpidité.

Quartz dominant en grains simples et quelquefois agrégés, mesurant en moyenne 0 mm. 3.

Feldspaths clairsemés ou très nombreux, orthose lardée ou non d'albite, microcline, feldspaths plagioclases variés. Nombreux débris à facies cristallophyllien, contenant du quartz et de la chlorite ou du mica blanc, toujours finement cristallisés, et agrégats de quartz microcristallin, rappelant le type phtanite, très nombreux ou rares, passant à certains débris feldspathiques décomposés, comme dans la mollasse de Belmont.

Lames de biotite altérées, décolorées, verdies, d'aspect souvent froissé, moins rares qu'il ne semble au premier abord; paillettes de muscovite en proportions très variables, chlorite détritique représentée dans toutes les préparations.

Glauconie en grains, comblant les vides des restes d'Échinodermes, voire même jouant le rôle de ciment, ou individualisée en globules.

Minéraux lourds divers, représentés dans chaque coupe mince. Extraits par les liqueurs denses des mollasses susceptibles d'être désagrégées, ils se montrent nombreux et variés avec un double caractère à souligner : grande fréquence des minéraux de métamorphisme et rareté relative des éléments à contours cristallins conservés. Les espèces banales, telles que : *magnétite, tourmaline, zircon, rutile,* etc., sont accompagnées de *grenat, staurotide, andalousite, fibrolite, corindon,* etc., comptant de nombreux individus, tous fragmentaires. Seuls quelques zircons, rutiles et tourmalines réalisent leur forme cristalline.

Une double conclusion s'impose : les roches-mères de la mollasse en question doivent être cherchées, pour la majeure partie, dans la série métamor-

phique et ces roches devaient être plus ou moins écrasées, dès l'instant que leurs minéraux denses ont enregistré une action dynamique exceptionnelle.

Éléments de calcaire à pâte généralement très fine, tendant souvent vers la forme pseudoolithique, quelquefois rongés et silicifiés en bordure.

Plusieurs fragments de quartzite largement cristallisé.

Débris d'Échinodermes, à raison d'un ou deux par coupe, et rarissimes *Nummulites* avec loges remplies de glauconie.

Très développée, la gangue est en général composée de calcite incolore ou grise, microgrenue, ou largement cristallisée, très clivée et souvent maclée. Des plages sont calcaréo-argileuses ou argilo-calcaires, la matière argileuse se résolvant en un complexe cryptocristallin finement pailleté, renfermant des granules de quartz à peine identifiables. La glauconie y peut figurer. Une place très appréciable est réservée à des vides. La notion de ciment primordial s'impose, mais pas en tous points.

Deux échantillons de mollasse typique à ciment calcaire répondent aux compositions suivantes :

	I	II
SiO^2	53.25	47.75
Al^2O^3	6.90	6.41
Fe^2O^3	2.15	2.39
CaO	17.65	18.75
MgO	1.19	4.48
K^2O	1.43	1.02
Na^2O	0.97	1.20
TiO^2	0.20	0.20
P^2O^5	"	0.10
CO^2	10.50	17.78
H^2O	5.35	1.32
TOTAUX	99.59	99.40

La mollasse de Voreppe est un *grès feldspathique, glauconieux, à ciment généralement calcaire, ou partiellement argileux.*

Mollasse helvétienne de Zurich. — Grès verdâtre, tirant sa caractéristique de la présence de nombreuses lames de mica noir altéré, de chlorite et de muscovite, accompagnées d'une foule de grains feldspathiques (orthose et microcline abondants, feldspaths plagioclases), et comportant de nombreux

types complètement altérés, convertis en grains quartzeux et quartzo-phylliteux. Glauconie en grains. Ciment de calcite largement cristallisée, clivée et maclée.

C'est un *grès très feldspathique, micacé, chloriteux, glauconieux, à ciment de calcite.*

Caractères synthétiques de la mollasse. — Toujours prépondérant, le quartz figure en grains anguleux, généralement simples, rarement composés, souvent accompagnés de quartz de filon, en proportion parfois très élevée.

La mollasse est toujours plus ou moins feldspathique, et il arrive que les feldspaths potassiques (orthose et microcline) et calco-sodiques y abondent. Les premiers sont d'une pureté absolue qu'on ne sait comment expliquer dans un dépôt souvent très poreux, et les autres se rencontrent à divers états d'altération. Du point de vue numérique, les feldspaths, arrivés au terme ultime de leurs transformations, l'emportent presque toujours. Plus que tous les autres éléments, ils contribuent à imprimer une physionomie caractéristique aux mollasses. Ils se présentent en grains le plus souvent schisto-cristallins et parfois presque cryptocristallins, composés de deux éléments essentiels, quartz et muscovite, associés en toutes proportions. Tous les intermédiaires existent entre les éléments exclusivement quartzeux et phylliteux. Beaucoup moins répandue que la muscovite, la chlorite en très menues paillettes peut la remplacer, voire même s'y associer. Quand on est mis en présence de ces matériaux pour la première fois, on n'hésite pas à les faire dériver de roches cristallophylliennes (p. 159). Certains d'entre eux, tout entiers quartzeux et formés de granules, orientés ou non, rappellent à s'y méprendre des morceaux de phtanites typiques. En conséquence, la contribution du groupe feldspathique est, sous une forme ou sous une autre, de première importance [1].

Outre les phyllites secondaires dont il vient d'être question, il existe

[1] L'altération des feldspaths est probablement un phénomène antérieur à leur mise en place. C'est la seule façon d'expliquer l'association côte à côte d'individus très frais, en voie d'altération ou complètement décomposés, association inconnue dans une roche éruptive donnée, et inconcevable dans une roche sédimentaire, si la transformation se produit *in situ*. Une des preuves à invoquer en faveur de l'altération antérieure à la formation de la mollasse est fournie par un certain ciment, formé par endroits du produit remanié de la décomposition de feldspaths, maintenant en place des minéraux largement séparés (p. 200).

toujours des micas détritiques. La biotite est fréquente, rare ou presque absente; la muscovite figure dans tous les spécimens à l'état d'élément accessoire. Quant à la chlorite, elle présente le même degré de fréquence que la biotite dont elle dérive; par leurs inclusions de rutile capillaire développées en feutrage, quelques lames de ce minéral font supposer l'intervention de roches métamorphiques.

Malgré leur rôle insignifiant dans la constitution des sections minces, les minéraux lourds sont à mentionner, en raison des enseignements qui découlent de leur étude au point de vue de l'origine première des matériaux détritiques (p. 162).

A ces matériaux clastiques s'ajoutent des fragments de roches cristallophylliennes, parfois en abondance (mollasse du Fronsadais), ailleurs clairsemés, rares et même absents, ainsi que des éléments calcaires remaniés, manquant dans la plupart des mollasses.

La glauconie n'a été observée que dans les types marins où, malgré son rôle accessoire, elle affecte des modalités très variées : grains, remplissage de loges, épigénie de calcaire organique, globules et contribution à la constitution du ciment.

En général, la part réservée aux organismes est nulle ou peu s'en faut. Les mollasses marines, qui font exception à la règle, ne renferment que des débris grossiers, tels que fragments de Mollusques, Brachiopodes, Bryozoaires, Échinodermes et Foraminifères, à l'exclusion absolue de tout organisme siliceux. Les quelques mollasses d'eau douce analysées n'ont pas fourni la plus petite trace organique.

La calcite, signalée par les anciens auteurs, est, par excellence, le minéral caractéristique du ciment où elle existe généralement seule, quelquefois associée à un peu d'argile, et plus rarement à du quartz secondaire. Le plus souvent elle laisse des vides et parfois en grand nombre; d'où l'état d'agrégation très imparfait des éléments constituants et la porosité très prononcée de la plupart des mollasses proprement dites. Son développement n'est pas tel que sa disparition entraîne la séparation de tous les grains.

Attaqués par l'acide chlorhydrique, tous les échantillons essayés gardent une certaine cohérence, et il en est même qui conservent leur forme générale première. Malgré tout, la gangue tient une place assez grande, en moyenne, pour qu'on puisse conclure à l'existence d'un ciment primordial, dont la gangue actuelle ne serait que la transformation.

Définition de la mollasse typique. — Grès grossier, presque toujours rugueux au toucher, d'aspect très mat, propriété due aux nombreux feldspaths plus ou moins altérés et au carbonate de chaux. Faiblement consolidé, généralement très poreux, et faisant effervescence avec les acides, en se désagrégeant superficiellement. Couleur dominante, gris clair, qu'on voit souvent virer au gris verdâtre, jaunâtre, brunâtre, voire même rougeâtre.

Roche généralement très feldspathique, plus ou moins micacée, chloriteuse, glauconieuse, lorsqu'elle est d'origine marine, et renfermant ou non des débris de roches cristallophylliennes, fréquents ou rares. Toujours dépourvue d'organismes, sauf dans les variétés marines, où ils ne sont rien moins que très rares.

Gangue calcaire, ne faisant à l'argile qu'une place très négligeable et seulement notable dans une proportion très limitée d'échantillons.

Place de la mollasse dans la classification. — Qu'elle soit marine ou non, la mollasse constitue une entité pétrographique bien définie. Et c'est avant tout par les feldspaths, par la marche du phénomène de décomposition, non moins que par la nature des produits d'altération et leur agencement qu'elle se différencie des grès calcaires proprement dits. En somme, elle doit figurer dans la classification comme grès feldspathique à ciment calcaire, rarement calcaréo-argileux, et jamais, semble-t-il, comme variété de grès argilo-calcaire.

La roche est presque toujours un grès proprement dit, et rarement un grès-quartzite par des grains de quartz nourris et le ciment. Les seules variétés qu'on puisse établir, dès l'instant que la mollasse est feldspathique et calcaire par définition, sont des *mollasses à mica noir,* des *mollasses chloriteuses, glauconieuses* et des *mollasses fossilifères.*

Roches-mères de la mollasse alpine. — Il existe un tel air de famille entre les mollasses soumises à l'analyse, qu'on est fondé à dire que leurs minéraux détritiques dérivent en majorité et souvent en totalité d'un seul et même complexe de roches. Les minéraux constitutifs de la mollasse forment, en effet, un cortège, toujours pareil à lui-même dans ses grands traits, comprenant : *quartz, orthose, microcline, feldspaths tricliniques, biotite, muscovite* et divers éléments rares, *zircon, tourmaline, magnétite, rutile, staurotide, andalousite, sillimanite.* L'extrême fréquence du microcline qu'on trouve en

quantité dans la granulite, la pegmatite — et leurs produits métamorphiques, — ainsi que dans les granites, microgranulites, est à souligner. Selon toutes probabilités, les massifs qui ont fourni les minéraux de la mollasse étaient formés de granite, surtout de granulite avec un grand développement de terrains métamorphiques, le tout percé de filons de quartz et vraisemblablement de pegmatite

Chose inexpliquée, l'altération des éléments feldspathiques de ces roches s'est faite suivant un processus d'une uniformité quasi absolue, caractérisée par l'élaboration de phyllites et de quartz, l'élimination de la chaux et la genèse d'une structure souvent schisto-cristalline. A vrai dire, ce n'est que de loin en loin que les feldspaths décomposés ont engendré un peu de carbonate de chaux *in situ*. La décomposition à grande échelle des feldspaths inclus dans la mollasse a donc été une source importante de chaux. N'est-ce point cette chaux, éliminée sous la forme de bicarbonate, qui a servi à cimenter les matériaux de la mollasse? Il est d'autant plus légitime de le supposer qu'on ne peut songer à la faire dériver des organismes dont la contribution est à proprement parler négligeable. Si les feldspaths étaient déjà altérés au moment de leur incorporation au dépôt, comme j'incline à le croire (p. 164), il faut admettre que le carbonate de chaux n'a pas été engendré dans la mollasse même, mais qu'il a été fourni directement par les roches-mères.

Signification de la mollasse alpine au point de vue orogénique. — La connaissance du groupe des roches-mères de la mollasse permet d'aborder un problème qui ne manque pas d'intérêt, du point de vue orogénique. Une chaîne de montagnes, comme les Alpes, réunit des matériaux sédimentaires de signification très différente : d'épaisses formations élaborées en vue de la préparation de la chaîne et d'autres, telles que la mollasse, représentant un produit de démolition, à caractère spécifique remarquablement tranché et uniforme.

En ce qui concerne la mollasse, du rapprochement de plusieurs faits découle un enseignement à retenir. Elle procède, avons-nous dit, d'un complexe granitique, formations métamorphiques comprises, et comme elle forme de puissantes assises développées sur des espaces considérables, il faut admetttre, de toute nécessité, qu'elle résulte de l'érosion d'importants massifs cristallins (Alpes Bernoises, etc.). On sait, par ailleurs, que la période de formation de cette roche débute dans les Alpes à l'Aquitanien pour finir avec le Tortonien.

Autrement dit, la mollasse a commencé à se former après les grands charriages alpins. Mais pour engendrer la mollasse, les massifs cristallins doivent être dénudés, faute de quoi, il se formerait un tout autre dépôt. Il est nécessaire, en conséquence, que dès l'Aquitanien, ces massifs soient débarrassés, en partie tout au moins, du manteau des nappes à racines externes qui les recouvraient à un moment donné. Bref, de déduction en déduction, on arrive à la conclusion que les nappes externes des Préalpes n'ont été rattachées à leurs racines que pendant un temps très court et que l'état de choses actuel date de l'époque aquitanienne. Il s'ensuit que la mise en place des nappes, dans laquelle on voit l'un des épisodes essentiels de ce que nous appelons la surrection de la chaîne, a dû être suivie immédiatement d'érosions intenses, qui ont rapidement isolé les nappes supérieures de leurs racines.

C. Grès dolomitiques.

Si l'on tient compte, autant qu'on le peut, des rôles respectivement joués par la calcite et la dolomite dans les roches calcaires, il s'en faut de beaucoup que le rapport soit maintenu dans les grès calcaires, où la dolomie est d'une extrême rareté. La raison en est, sans doute, que la dolomie des roches sédimentaires est souvent d'origine organique et que les organismes sont, en moyenne, d'une grande rareté dans les grès, sauf dans les espèces à ciment siliceux, d'où sont d'ailleurs exclus les types générateurs de carbonate de magnésie. De fait, les anciens auteurs n'ont pas signalé un seul grès à ciment dolomitique.

N'était la présence de rognons développés accidentellement dans les sables yprésiens du Bassin de Paris, où ils sont connus sous le nom de *têtes de chat,* je serais dans l'impossibilité d'analyser un seul grès dolomitique. Ce sont des rognons jaunes mamelonnés, incrustés de grains de sable, dont les cassures forment de larges surfaces miroitantes, réfléchissant la lumière de telle façon qu'elles trahissent la courbure des clivages. A la loupe, les grains de quartz se détachent nettement avec un éclat gras. Des grains de glauconie et quelques paillettes de muscovite sont visibles. Tel est le cas pour une *tête de chat,* recueillie près de Mouchy-le-Châtel (Oise)[1].

Au microscope, on reconnaît, outre ces minéraux, des feldspaths (orthose,

[1] L. Cayeux, Structure, etc., p. 38, pl. II, fig. 4.

microcline et plagioclases), quelques fragments de prismes de tourmaline, du zircon, etc.

La glauconie est exceptionnelle en grains homogènes. On l'observe notamment en petits granules et masses nuageuses qui teintent souvent le ciment en vert jaunâtre. Cette substance est beaucoup plus répandue que l'examen des rognons à l'œil nu ne le fait supposer.

Ces différents minéraux sont plongés dans un ciment, qui les isole de tous côtés et se décompose, au microscope, en un petit nombre d'éléments dolomitiques de grande taille, moulés les uns sur les autres, et ne réalisant jamais leur forme cristalline. En quoi la dolomite des rognons présente un facies plutôt aberrant.

L'isolement des minéraux dans la gangue implique l'existence d'un ciment originel, sans qu'on puisse dire s'il était ou non magnésien.

Les *têtes de chat* répondant à cette composition doivent être classées comme *grès dolomitique glauconieux*. A ma connaissance, ce sont des exceptions, la très grande majorité des rognons essayés étant caractérisés par un grès calcaire et non dolomitique.

D. Grès à ciment calcaréo-argileux et argilo-calcaire.

(*Macignos.*)

(Pl. VIII, fig. 33.)

Entre les grès calcaires et les grès argileux, il existe des termes de transition, où l'on voit le calcaire, puis l'argile, dominer tour à tour dans le ciment. On pourrait, à la rigueur, les reléguer au rang de variétés et les rattacher, les uns, aux grès calcaires, et les autres aux grès argileux. Mieux vaut en faire un groupe distinct, d'autant plus que dans la pratique on les a séparés des autres sous le nom de *macignos*.

A. Brongniart définit le macigno, en 1827 : « Roche à texture grenue, essentiellement composée de petits grains de quartz sableux distincts, mêlés avec du calcaire, et renfermant, comme minéraux accessoires, du mica, de l'argile, etc. — Structure massive ou schistoïde en grand. — Couleur grisâtre [1] ».

[1] A. Brongniart, Classification et caractères minéralogiques des roches homogènes et hétérogènes, 1827, p. 128.

Pour d'Omalius d'Halloy le terme macigno, synonyme de grès argilo-calcaire, sert à désigner une « roche à base composée de grès, d'argile et de calcaire »[1]. D'après le même auteur, « le macigno est souvent *micacé*, quelquefois *carbonifère* ».

Coquand en fait une variété de grès, de nature argilo-calcaire, qu'il considère comme synonyme de gompholite[2].

Cordier nous apprend que le macigno, tout en ayant à peu près la même composition que la mollasse, en diffère par les caractères suivants : « Il est à ciment de marnolithe (marne endurcie), tandis que la Molasse est à ciment marneux tendre; il contient moins de quartz (moitié de la masse), plus de feldspath (jusqu'à un quart); il n'est point friable, ni susceptible de s'imbiber d'eau comme la Molasse; il est plus dur, plus dense, et les éléments qui le composent sont parfois tellement atténués que la roche semble presque compacte; le mica lui donne souvent une apparence feuilletée et micacée; enfin, il ne contient généralement que des débris de végétaux (fucus), quelquefois très abondants, et qu'on ne trouve pas dans la Molasse. Le macigno a des teintes ordinairement grisâtres, ou gris verdâtre; rarement noirâtres ou rougeâtres, il est souvent tabulaire et renferme parfois des veinules de calcaire spathique[3] ».

Macigno est pour M. Lœwinson-Lessing un « nom vulgaire donné en Italie à un grès calcareux, argileux, micacé[4] ».

A quelques nuances près, le macigno est donc pour ces différents auteurs un grès *argilo-calcaire*.

Depuis longtemps, il n'est plus question de macigno dans la terminologie des roches sédimentaires de France. Il n'en va pas de même en Italie où le vocable reste couramment appliqué à des grès tertiaires. Plusieurs échantillons de ces grès, que je dois à la grande obligeance du Service de la carte géologique d'Italie, me permettent de fixer les caractères généraux du groupe.

L'un d'eux, signalé comme typique, et originaire de la province de Florence, nous met en présence d'un grès très cohérent, grenu, de couleur grise, nuancée de vert, montrant à l'œil nu de nombreuses paillettes de mus-

[1] D'Omalius d'Halloy, Introduction à la géologie, 1833, p. 780–781.
[2] H. Coquand, Traité des roches, 1857, p. 236.
[3] P.-L.-A. Cordier, *op. cit.*, p. 224–225.
[4] F. Lœwinson-Lessing, Lexique pétrographique, 1901, p. 1168.

covite, et à la loupe, une foule de grains de quartz, des feldspaths, reconnaissables à leur clivage luisant, et des lamelles de biotite. Les autres spécimens, de grain un peu plus grossier, sont teintés en gris franc et particulièrement riches en paillettes de mica blanc mesurant 1 millimètre et davantage. Par altération, ils virent au gris foncé brunâtre. Tous font plus ou moins effervescence avec les acides. Les types à structure feuilletée ou tabulaire, dont font mention certaines descriptions, me sont inconnus.

L'analyse de deux macignos, différents, au microscope, par le degré de fréquence de la calcite, accuse les compositions suivantes :

	I	II
SiO^2 (totale)	67.05	60.55
Al^2O^3	14.24	13.45
Fe^2O^3	2.71	4.15
CaO	2.95	5.55
MgO	2.82	2.85
K^2O	2.55	1.93
Na^2O	2.95	2.14
TiO^2	0.50	0.50
P^2O^5	0.10	0.13
CO^2	1.50	3 90
H^2O	2.10	2.90
Totaux	99.47	99.92

Au microscope, les minéraux constituants présentent les caractères suivants :

Quartz prédominant en grains anguleux (*a*), de taille très variable, dont les plus gros mesurent jusqu'à 1 millimètre et davantage. La plupart, auréolés de quartz secondaire, ont des bords festonnés, frangés, ou sont moulés les uns sur les autres. Quelques éléments composés, d'origine filonienne.

Très nombreux feldspaths, orthose, microcline et surtout des feldspaths calco-sodiques (*b*), en majorité très frais; les autres, plus ou moins souillés par des produits d'altération, sont simplement chargés de quelques fines paillettes de phyllite, ou envahis par un feutrage de ces mêmes paillettes, avec ou sans granules de quartz; d'autres individus font place à de la calcite, susceptible de se développer dans presque toute leur étendue.

Biotite très répandue, parfois de grande taille, en lamelles, tantôt fran-

chement brunes et bien conservées; tantôt, et le plus souvent, en voie de décoloration et de verdissement; tantôt, enfin, chloritisées.

Muscovite non moins fréquente que la biotite (*c*).

Divers minéraux, également détritiques, tels que magnétite, tourmaline, zircon, sphène, épidote, etc.

Fragments de roches, en très petit nombre, d'origine granitique, comprenant feldspath et quartz; feldspath, quartz et muscovite.

Et comme élément à la fois clastique et secondaire, de la calcite développée dans les feldspaths, et probablement apportée avec eux; ou engendrée *in situ* et prenant part, à faible dose, à la consolidation du dépôt. Dans aucune de ses manières d'être, la calcite ne réalise sa forme cristalline; il semble même qu'elle soit en régression par rapport à un certain stade de développement, car beaucoup de ses représentants ont des contours très découpés, comme s'ils étaient rongés.

Ciment peu développé pour deux raisons : le rapprochement des matériaux constituants à l'origine et l'accroissement des grains de quartz. N'empêche qu'en nombre de points, il existe une gangue bien définie, de nature phyllito-quartzeuse, c'est-à-dire constituée par ce que j'ai appelé la « matière argileuse ». Les paillettes associées au quartz microgrenu sont identiques à celles des feldspaths altérés. Par places, elles l'emportent et même se multiplient au point d'exclure le quartz, du moins en apparence. La calcite participe également à la formation de la gangue, sous forme de plages d'étendue variable, réalisant généralement l'unité d'orientation optique.

L'analyse de tous mes échantillons a fait ressortir l'absence absolue de restes organiques.

Les différences qu'on peut observer d'un type à l'autre sont beaucoup plus quantitatives que qualitatives. Elles tiennent, par exemple, à la multiplication des fragments de roches désagrégées, et surtout au développement de la calcite. Tel macigno renferme des débris de quartzites à grands éléments, des débris de roches métamorphiques quartzo-phylliteuses, etc. Tel autre montre une série de feldspaths calcifiés, de la calcite servant seule de gangue en une foule de points, et quelques amas de ce même minéral, dont il est impossible de dire s'ils résultent d'une concentration *in situ* indépendante des feldspaths, ou de l'altération de gros feldspaths basiques. Ces variantes n'empêchent pas la physionomie générale des échantillons de rester pareille à elle-même au microscope, en raison de la présence en proportions remarquablement constantes,

du quartz clastique et secondaire, des feldspaths, du mica noir, du mica blanc et, l'on peut ajouter, de la chlorite.

De cette composition minéralogique découle naturellement la composition chimique indiquée. En particulier, l'existence de la magnésie, de la potasse et de la soude s'explique par la présence de la biotite et de nombreux feldspaths, mais il se peut que le carbonate rapporté à la calcite renferme un peu de magnésie. Quant à l'alumine, dont il existe une forte proportion, elle gît dans les nombreux silicates détritiques — micas et feldspaths — ainsi que dans la gangue.

On retrouve dans les précédents caractères presque tous les éléments du diagnostic de Cordier (p. 170), sauf à dire que ses indications sur le ciment sont sujettes à revision. En tenant compte de l'état d'agrégation des minéraux en présence, les types analysés se classent comme *quartzites-grès feldspathiques, micacés, à ciment calcaréo-argileux ou argilo-calcaire*, étant entendu que l'argile en question répond au complexe dénommé matière argileuse (p. 175). En termes plus généraux et moins explicites, on peut dire que le macigno est un *grès très feldspathique et très micacé, à gangue calcaréo-argileuse ou argilo-calcaire*. Peut-être la multiplication des échantillons examinés ferait-elle ressortir l'existence de plusieurs types distincts, tels que grès-quartzites, quartzites-grès, etc.

L'observation de Cordier, que le macigno est plus cohérent et plus compact que la mollasse, s'explique aisément par le rôle important du quartz secondaire dans l'histoire du macigno. La mollasse est un grès proprement dit et le macigno étudié un quartzite-grès; cela suffit pour différencier les propriétés physiques des deux roches et leur état d'agrégation en particulier.

Sans vouloir généraliser les conclusions tirées de l'examen d'un nombre fort restreint d'échantillons, fussent-ils de provenance différente, je me borne à noter que les macignos analysés ont pour roche-mère principale une granulite parfaitement définie.

Si le groupe des grès feldspathiques était conservé et élevé au rang d'espèce distincte, il serait des plus logique d'y faire rentrer les macignos, car tous sont très feldspathiques, et c'est, à mes yeux, avec la présence du mica, la caractéristique minéralogique dominante de ces roches. Par ailleurs, les macignos ont une composition qui ne répond pas à la définition des mollasses, lesquelles sont avant tout des grès proprement dits, à gangue calcaire. Il ne

faut pas songer davantage à les ranger parmi les grès à ciment argileux, parce que la matière argileuse concentrée dans le ciment joue un rôle plutôt accessoire et que le plus souvent elle cède le pas à la calcite.

Au fond, le macigno, tel qu'il vient d'être décrit, est une roche à caractères mixtes, servant de trait d'union entre la mollasse (grès à ciment calcaire) et le grès argileux, qui, lui aussi, réserve une place importante au quartz secondaire. Aussi longtemps que l'analyse de nombreux spécimens n'aura pas modifié nos connaissances sur la composition et la constitution du macigno, il sera rationnel de le faire figurer dans la classification comme une entité pétrographique, à la séparation des mollasses et des grès argileux.

E. Grès argileux.

(Pl. XII, fig. 46.)

Ce sont les « grès quartzeux avec térénite » des anciens auteurs, et de Cordier en particulier, composés de grains de quartz dominants et de « schiste argileux » formant jusqu'au tiers de la masse, « le tout consolidé par un ciment ordinairement quartzeux et quelquefois calcaire »[1]. Si cette définition ne répond guère à la réalité, en ce qui touche l'argile et la constitution du ciment, l'auteur n'en a pas moins signalé le caractère fondamental de ces roches à l'œil nu, en soulignant ce qu'il y a de terne, de terreux dans leur aspect.

La question des grès argileux est un sujet très vaste, dont l'étude ne soulève rien moins que tout le problème des argiles. En bonne logique, elle ne peut être l'objet que d'un examen des plus sommaires à cette place, le moment n'étant pas venu d'analyser les argiles dans le détail, sous prétexte qu'elles jouent le rôle de gangue dans certains grès. Une raison, autrement décisive, m'oblige à être très bref : je veux parler de notre grande ignorance en matière de pétrographie des argiles. Tant que les grès argileux n'auront pas été analysés d'une manière approfondie, comme les « sédiments argilo-calcaires » récemment étudiés par M. Thiébaut[2], nous se saurons rien d'exact en ce qui concerne leur ciment, parce que le terme argile sera employé dans un sens très compréhensif, et partant indéfini[3].

[1] P.-L.-A. Cordier, *op. cit.*, p. 221-222.

[2] J. L. Thiébaut, Contribution à l'étude des sédiments argilo-calcaires du Bassin de Paris, 1925, 170 pages.

[3] L. Cayeux, Introduction, etc., p. 229.

Sous le nom d'argiles, on désigne en minéralogie une série d'espèces chimiquement bien définies, douées de propriétés physiques différentes, d'un diagnostic difficile ou impossible au microscope. En pétrographie, où l'on se trouve presque toujours en présence de produits de nature complexe, la distinction des argiles se heurte à d'insurmontables difficultés dans la majorité des cas. Sans doute, existe-t-il des grès très exceptionnels, au ciment argileux, chimiquement pur, et susceptibles, en conséquence, d'une détermination rigoureuse. Mais la manière d'être générale est celle de grès dits « argileux », dont le ciment réunit plusieurs espèces minérales, de dimensions très exiguës, mécaniquement inséparables. Un pareil ciment représente, somme toute, la collection des matériaux phylliteux, élaborés au cours de la décomposition des feldspaths et autres minéraux, accompagnés de quartz microgrenu, parfois de calcite, plus rarement de feldspaths, et souvent plus ou moins teintés par du fer oxydé. Pour éviter toute ambiguïté, il est préférable d'appeler *matière argileuse* un tel ensemble et de réserver le terme argile pour les espèces de composition définie. Il sera entendu, une fois pour toutes, que cette matière pourra renfermer, seules ou associées, des phyllites anhydres ou hydratées, des phyllites potassiques engendrées secondairement, des phyllites uniquement alumineuses et d'autres de nature plus complexe, comme la chlorite.

A priori, les grès à ciment exclusivement argileux doivent être des raretés dans la série sédimentaire. Un ciment argileux ne peut être qu'originel. Or il est difficile de concevoir que des grains de quartz et de l'argile puissent être transportés, en mélange intime, sans départ de la matière argileuse au cours du déplacement. Il est surtout difficile de se représenter de pareils grès prenant naissance en milieu marin, c'est-à-dire dans un milieu qui classe de façon souvent parfaite les matériaux en suspension. En tout état de cause, il ne m'est pas possible, pour l'instant, de citer d'autres grès à ciment argileux d'origine marine que certaines arkoses.

Théoriquement, le groupe des grès dits « argileux » doit comprendre deux grandes divisions : les grès à ciment formé de « matière argileuse » et les grès dont la gangue est constituée par une argile proprement dite, telle que le kaolin, etc. Deux types de grès répondant à ces divisions vont être décrits.

Grès argileux du Houiller (Pl. XII, fig. 46). — Le Houiller franco-belge, que l'on sait très riche en grès relativement fins, contient de grandes

épaisseurs de grès à gangue argileuse [1]. Ce sont des roches gris noirâtre, aux éléments généralement stratifiés, qui se laissent rayer d'autant plus profondément qu'elles sont plus argileuses.

L'analyse de quatre échantillons a donné les résultats suivants :

COMPOSITION CHIMIQUE DE GRÈS TRÈS ARGILEUX DU BASSIN HOUILLER FRANCO-BELGE.

ÉLÉMENTS.	I.	II.	III.	IV.
SiO^2 totale	63.35	71.85	69.35	68.05
Al^2O^3	16.91	14.99	13.08	13.07
Fe^2O^3	6.14	3.51	5.42	5.58
CaO	0.55	néant	traces	0.50
MgO	1.81	1.28	1.75	1.70
K^2O	2.31	1.66	1.48	2.04
Na^2O	0.74	0.70	1.17	1.48
TiO^2	0.60	0.40	0.60	0.50
P^2O^5	0.10	0.09	0.10	0.08
CO^2	néant	néant	néant	néant
H^2O	7.15	5.35	6.70	6.15
Totaux	99.66	99.83	99.65	99.15

I. Grès du Nord de Charleroi (puits 2 et 3). — II. *Idem* (puits 4, Belle Veine). — III. Grès de Hornu et Wasmes (puits 7). — IV. Grès du Grand Hornu (puits 7).

Au microscope, on y observe du quartz prépondérant (*a*), accompagné d'autres espèces minérales, dont il sera question plus loin en étudiant les grès houillers. Ces éléments sont reliés par une matière gris sale, de teinte plus ou moins foncée, toujours très fine. Plus les grains sont petits et plus la gangue argileuse est développée. Suivant les cas, elle isole les minéraux, privés de tout contact direct, ou se borne à combler les vides qu'ils laissent entre eux, de par une juxtaposition très imparfaite. Il arrive que la matière argileuse joue un rôle tel qu'on hésite à ranger les échantillons parmi les grès.

La constitution de ce produit change avec les types analysés. Un grès schisteux du Nord de Charleroi (puits 2 et 3) a, comme ciment, une matière

[1] Les échantillons analysés font partie d'une très belle série de grès du Houiller belge, que je dois à l'obligeance de M. J. Cornet, Professeur à l'École des Mines de Mons, du Major Stevens et de MM. les Ingénieurs F.-F. Mathieu et F. Racheneur, que je suis heureux de remercier.

hétérogène de grande finesse, qui se résout en un minimum de trois éléments : la plupart d'entre eux, sans contours définis, polarisent très faiblement; d'autres, en grande minorité, forment de minuscules paillettes qui se parent de teintes vives. Et lorsque les coupes sont suffisamment minces, on y reconnaît, en outre, un peu de quartz microgrenu. Le tout est très finement ponctué de points gris sale qui, par leur superposition, créent la teinte d'ensemble du produit. Il est vraisemblable qu'on est là en présence d'un phénomène d'adsorption. Un grès de la Grande Veine, au Nord de Charleroi, possède une gangue exclusivement phylliteuse, de teinte gris sale (Pl. XII, fig. 46, *b*).

Un échantillon du Grand Hornu, caractérisé par de fines veinules charbonneuses, possède un ciment de nature différente du précédent, en ce qu'il est essentiellement formé de menues paillettes très biréfringentes.

Sans doute qu'une analyse étendue à de nombreux échantillons ferait ressortir d'autres différences. Rien ne sert de multiplier les descriptions, car le sujet relève beaucoup plus de la chimie que de la pétrographie.

Par leur teneur en alumine (13.07-16.91 p. 100), qui est à rapporter en grande majorité à la matière argileuse, les quatre échantillons, dont la composition est donnée plus haut, peuvent être considérés comme d'excellents types de grès à ciment d'argile [1].

Grès de Fonjoine, près Saint-Aulaye (Dordogne) [2]. — Dans l'espèce, la gangue argileuse, parfaitement homogène, pourrait être définie chimiquement, après élimination totale du quartz par voie mécanique.

Subordonnée au complexe d'argiles, sables et grès sidérolithiques (**e-m**) de la feuille de Jonzac, la roche est très grenue, composée de nombreux grains de quartz réunis par une matière gris blanc. Au microscope, ces grains se montrent des plus irréguliers, sans la moindre trace d'usure, de taille très variable, mesurant jusqu'à 0 mm. 9, simples ou composés, dérivant au moins en majorité du quartz de filon. Ils sont, ou très largement séparés, ou très rapprochés et parfois en contact, tous inclus dans une matière qui paraît n'exercer aucune action sur la lumière polarisée, lorsque l'éclairage laisse à désirer. Avec un grossissement de 180 diamètres et une lumière vive, quelques paillettes exiguës se détachent d'un fond d'apparence isotrope. Extraite et mise

[1] Différentes particularités de leur constitution seront soulignées lors de l'étude des grès houillers.

[2] Échantillon procuré par M. l'Ingénieur Jourdain.

en suspension dans l'eau, la matière se résout en paillettes de très petite taille, polarisant sans exception dans des tons ardoisés très foncés. En dépit de son aspect amorphe, le produit est donc entièrement composé d'une phyllite biréfringent

L'analyse globale a donné les résultats suivants :

SiO^2	88.30
Al^2O^3	8.16
Fe^2O^3	0.32
CaO	"
MgO	0.09
Na^2O	0.42
TiO^2	traces
P^2O^5	"
CO^2	"
H^2O	2.70
TOTAL	99.99

Un autre échantillon analysé par M. l'Ingénieur Jourdain accuse une composition quelque peu différente, avec 70 p. 100 de silice, 19.5 p. 100 d'alumine, 2 p. 100 d'oxyde de fer (Fe^2O^3), 0.5 p. 100 de chaux et 7.2 p. 100 de perte au feu; les alcalis n'ont pas été dosés. D'après ces indications numériques, il est bien difficile de dire à quelle espèce d'argile on a affaire.

Facies des grès riches en alumine. — Des grès, d'égale teneur en alumine, peuvent être très différents dans leur facies au microscope. Certains grès sont très alumineux surtout par leurs minéraux; ce sont des grès caractérisés par de nombreux feldspaths, plus ou moins altérés, qui ont tous gardé leur individualité, l'argile qu'ils ont libérée étant restée sur place. De pareils grès peuvent avoir un ciment très réduit et faiblement argileux. Tout au contraire, des grès pauvres en feldspaths, voire même complètement dépourvus de ces minéraux, ne sont argileux que par leur gangue. On conçoit qu'il en résulte de profondes différences dans la physionomie de ces roches, bien que leur teneur en alumine paraisse impliquer de grandes affinités pétrographiques.

F. Grès argilo-ferrugineux.

(Pl. IX, fig. 34-37.)

En France, ce groupe compte ses principaux représentants dans le Permien et dans le Trias, où ils sont classés comme « grès rouges ». Ce sont des grès fortement apparentés aux précédents, de par le rôle de la matière argileuse faisant fonction de ciment, et qui, au fond, tirent leur principale caractéristique de l'abondance de matériaux feldspathiques à des états de conservation très variables.

J'en donnerai une idée suffisante en passant en revue plusieurs échantillons d'âge différent.

Grès rouge permien de Lison (Calvados) (fig. 34). — Il se résout en grains de quartz accompagnés de nombreux débris feldspathiques, d'éléments divers très accessoires, le tout enrobé dans une gangue caractérisée par l'association de matière argileuse et d'oxyde de fer.

Le quartz (*a*) forme des grains de taille variable (0 mm. 03–0 mm. 5), irréguliers, allongés, pointus, à angles vifs, sans trace d'usure, de rares agrégats d'origine filonienne et plusieurs complexes montrant de la calcite développée sur l'emplacement d'anciens feldspaths. Aucune trace d'accroissement secondaire n'est visible.

Le grès de Lison figure parmi les roches détritiques les plus instructives au point de vue de l'étude des feldspaths en voie d'altération. L'orthose (*b*) est très rare, du moins en tant que minéral reconnaissable. Par contre, les feldspaths tricliniques (*c*) abondent avec leurs macles. Toutes les espèces déterminées sont acides et s'échelonnent jusqu'à l'andésine comprise. La presque totalité des types observés ne témoignent d'aucun allongement favori; plusieurs individus, à facies de grands microlithes, sont aplatis sur g^1 (010) et très allongés suivant pg^1 (001) (010). On peut s'autoriser de cette différence pour affirmer que le granite n'est pas la seule roche-mère du dépôt.

Au nombre des particularités du grès de Lison, il faut mentionner la présence côte à côte d'éléments assez rares en moyenne, pour ainsi dire exempts de traces d'altération, et de cristaux à tous les états de décomposition, jusqu'à la destruction intégrale de la matière feldspathique. On trouve dans la Minéra-

logie de la France, de M. A. Lacroix, ce qu'il importe de savoir sur les feldspaths en décomposition. Dans l'espèce, la question de la destruction des feldspaths peut être étudiée dans ses rapports avec la formation d'une certaine catégorie de sédiments, en quoi elle mérite de fixer spécialement l'attention. L'altération progresse de trois manières différentes :

A. *Calcification.* — La calcite fait son apparition sous la forme de petites inclusions isolées, parfois localisées dans une seule lamelle hémitrope et limitées de deux côtés par la trace des plans de macle. L'orientation est une ou non. Quant au reste du feldspath considéré, il garde une grande limpidité.

Toute une série d'individus font assister au développement progressif de la calcite, soit par une multiplication des inclusions, soit par agrandissement de l'une d'elles qui envahit de plus en plus le feldspath. Dans le premier cas, les orientations sont diverses; dans le second cas, il y a unité. La totalité des stades de calcification conduit du feldspath intact à l'élément de calcite exempt de traces du minéral qu'il remplace. On est de la sorte amené par continuité à rapporter à d'anciens feldspaths des grains de calcite d'aspect détritique. Bien entendu, toute substitution intégrale de la calcite aux débris feldspathiques comporte inévitablement un apport de carbonate de chaux.

B. *Phyllitisation.* — Beaucoup de feldspaths plagioclases sont piquetés de points brillants qui se résolvent en menues paillettes incolores de phyllite et, par exception, en lamelles de dimensions appréciables. Ces produits d'altération, orientés en tous sens, ou ordonnés dans les plans de clivage, se multiplient et finissent par constituer un feutrage laissant au feldspath une place accessoire. Finalement, tout le minéral est envahi, ce qui est rare. Des éléments en petit nombre, composés de paillettes orientées ou non, ne sont pas autre chose que des feldspaths plagioclases phyllitisés en totalité.

C. *Quartzification.* — L'altération engendre également des granules de quartz, généralement associés aux phyllites, parfois à la calcite, et, par exception, à l'exclusion des deux. En ce cas, le résultat est un élément de quartz, à structure d'agrégat très fine, tel un quartzite à grains très fins, tel encore un silex finement quartzifié.

La combinaison du quartz et des phyllites aboutit à la formation d'éléments quartzo-phylliteux ou phyllito-quartzeux, quelquefois rubannés, qu'on ne manquerait pas de confondre avec des roches schisto-cristallines, si les intermédiaires faisaient défaut. Pareil phénomène de convergence a été signalé dans les mollasses.

Ce qui est vrai pour les grains entièrement calcifiés ne l'est pas moins pour les feldspaths complètement quartzifiés (*d*). Ici comme là, la notion d'un apport s'impose.

Des feldspaths en voie d'altération ont donc concentré, les uns, du carbonate de chaux et, les autres, du quartz.

La contribution des feldspaths à la formation de cette roche est tellement importante, qu'en faisant état de tout ce qu'on peut lui rapporter (minéraux et ciment), le quartz vient certainement en seconde ligne. La teneur en silice totale n'est d'ailleurs que de 64.90 p. 100.

Comme éléments, autres que le quartz et les feldspaths, on peut encore observer plusieurs fragments de roches — l'un d'eux comprend trois feldspaths réunis par une gangue phyllito-quartzeuse, très chloriteuse, — quelques feldspaths secondaires inclus dans des feldspaths calcifiés, de rares micas (noir et blanc), plusieurs tourmalines, etc.

La gangue (*e*), caractérisée par un reflet rouge qui lui est spécial, est une argile sédimentaire typique composée de menus débris variés : quartz, feldspaths, phyllites et oxyde de fer. Dans toutes les parties où le fer oxydé n'est pas trop développé pour laisser transparaître le fond, on y peut reconnaître des paillettes de phyllite en abondance, un peu de calcite et de fines ponctuations ferrugineuses. Par leur multiplication, celles-ci finissent par se rapprocher et se souder pour former un milieu continu qui masque complètement les phyllites. Il semble, et je crois que l'impression est exacte, que la matière argileuse sert d'armature au fer. Y a-t-il quelque part une trame amorphe? Il est impossible de s'en assurer; en tout cas, rien n'en fait supposer l'existence. Tout prouve que le granite a joué un rôle très prépondérant dans l'élaboration des matériaux du grès de Lison. Il en a fourni non seulement la presque totalité des quartz et feldspaths, mais la matière de la gangue. Celle-ci représente, soit un produit de trituration sur place du granite décomposé, soit le résultat de la décomposition après transport des matières fines empruntées au granite. Le fait que la fixation de l'oxyde de fer est strictement limitée à la gangue est plus favorable à la seconde hypothèse qu'à la première.

L'analyse complète du grès de Lison a donné les résultats suivants :

SiO^2	64.90
Al^2O^3	14.84
Fe^2O^3	4.06
CaO	3.65
MgO	1.01
K^2O	1.75
Na^2O	3.73
TiO^2	0.30
P^2O^5	traces
CO^2	2.20
H^2O	2.95
TOTAL	99.39

On remarquera la forte teneur en alumine à opposer au faible pourcentage de potasse et de soude. Ce contraste s'explique par la décomposition très avancée des feldsphaths, la conservation de l'alumine et l'élimination des alcalis.

La roche peut être définie, *grès très feldspathique, calcarifère, à ciment quartzo-phylliteux et ferrugineux*, ou plus simplement, *grès très feldspathique argilo-ferrugineux.*

Grès vosgien de Senones (Vosges) (Pl. IX, fig. 35). — Grès rouge également très feldspathique. Grains de quartz de diamètre très variable, mesurant jusqu'à 0 mm. 8, le plus souvent simples; nombreux débris filoniens (*b*). Certains éléments (*a*), aussi arrondis que ceux du sable des dunes d'Arcachon, ont peut-être une origine première éolienne. Cette manière d'être des grains de quartz n'est pas rare dans les grès triasiques, où elle a été signalée par J. A. Phillips[1]. Nombreux feldspaths à divers états d'altération : orthose fréquente (*c*), microcline et feldspaths tricliniques dominants, avec tous les passages entre les individus simplement voilés, puis plus ou moins chargés de phyllites et les cristaux en proportion notable, complètement « damouritisés ». D'autres sont convertis en agrégats quartzo-phylliteux (*d*). Plusieurs fragments remaniés de roches variées, dont deux microlithiques paraissant se rapporter

[1] J. A. PHILLIPS, On the Constitution and History of Grits and Sandstones (*Q. J. G. S.*, t. 37, 1881, p. 26). Les grès qui renferment de pareils grains sont désignés par l'auteur sous le nom de : « *milletseed* »-*sandstones.*

à une orthophyre. Rares micas blancs, un peu de chlorite et quelques minéraux denses (zircon, tourmaline, etc.).

Les exemples d'accroissement secondaire du quartz ne se comptent pas. Beaucoup de grains sont entourés d'une auréole incomplète, exceptionnellement susceptible de représenter à elle seule une masse égale à celle de l'élément-noyau. Lorsqu'un vide est circonscrit par des grains de dimensions différentes, l'accroissement se localise de préférence sur le plus volumineux. Dans le cas où des agrégats et un grain simple entourent un vide, seul le grain simple est affecté par le nourrissage secondaire. Ce même phénomène d'accroissement donne lieu à d'autres particularités non dénuées d'intérêt. Par exemple, un agrégat de quartz filonien est entouré d'une enveloppe secondaire composée, qui présente, en chaque point, l'orientation optique du granule avec lequel elle est en contact. Non moins curieux est le cas d'une orthose, cerclée de quartz secondaire qui a épousé son orientation. Enfin, j'ai observé deux orthoses clivées, nourries d'orthose secondaire, le cristal ancien et son auréole s'éteignant simultanément.

Beaucoup d'espaces intergranulaires sont restés vides. D'autres sont occupés, soit par du quartz secondaire en granules (*e*), soit par un substratum argilo-phylliteux, très finement cristallisé, lequel a fixé du fer (*f*) à la manière du grès de Lison, soit, enfin, par la combinaison des deux types de ciment.

De même que dans le grès de Lison, la distribution du fer oxydé est limitée à la gangue et aux éléments, qui en sont tous enrobés.

Le grès de Senones peut être défini *grès-quartzite très feldspathique, criblé de vides, à ciment argilo-ferrugineux*. Ses matériaux procèdent en majeure partie de la famille du granite; les microgranites y sont représentés par du quartz creusé de golfes profonds, et les roches volcaniques par de très rares débris d'orthophyre (?).

Grès rouge du Grès bigarré de Domptail (Vosges). — Grès pauvre en feldspaths, dont les grains de quartz sont pour la plupart moulés les uns sur les autres, du fait d'un accroissement secondaire notable. Dans les nombreux points non envahis par du quartz secondaire, il existe une gangue de constitution variable : fouillis de petites lamelles de phyllite assez biréfringentes pour polariser dans des tons rouges du premier ordre — c'est le cas le plus répandu; mélange intime de quartz et de phyllite, tour à tour prédominants, disposés confusément ou stratifiés comme dans une roche schisto-cris-

talline; association quartzitique de tous petits granules de quartz, rarement à l'exclusion complète des phyllites; hématite à dose massive. Presque toutes les plages des premier et second types sont chargées de fer oxydé, développé en ponctuations, comme dans les grès précédemment analysés, ponctuations susceptibles de se rapprocher, de se fondre les unes dans les autres, masquant ainsi le fond argileux qui leur sert de support.

La roche est un *quartzite-grès à ciment argilo-ferrugineux.*

Grès rouge de Burnot (Belgique) (Pl. IX, fig. 36). — Le grès coblentzien de Burnot est essentiellement formé de quartz (*a*) dont les éléments, en nombre variable, ont subi un accroissement secondaire très restreint, leur permettant de se mouler les uns sur les autres, quand ils sont très rapprochés, et les dotant d'une auréole dentelée, lorsqu'ils sont trop distants pour se toucher après nourrissage. Avec de rares feldspaths (*b*) on observe de nombreux débris de roches, principalement métamorphiques, tels que quartzites typiques, quartzites phylliteux (*c*), grains exclusivement phylliteux et de nombreuses espèces minérales : tourmaline libre ou incluse dans le quartz, muscovite, biotite décolorée, rutile, chloritoïde, etc. La gangue est le plus souvent quartzo-phylliteuse et tachée d'oxyde de fer (*d*) ou simplement ferrugineuse (*e*).

La roche doit être classée comme *quartzite-grès argilo-ferrugineux.*

Grès bigarré du Cap Garonne (Var) (Pl. IX, fig. 37). — La roche est remarquable à deux titres : taille extrêmement variable et forme très anguleuse des grains de quartz (*a*) généralement simples, et prépondérance très marquée d'agrégats de quartz cryptocristallin non phylliteux (*c*), ou plus ou moins chargés de phyllites (*d*), d'origine pour le moins en partie feldspathique. La gangue réalise un très bon type de ciment argilo-ferrugineux.

Par suite de l'absence d'accroissement secondaire dans les quartz la roche est un *grès argilo-ferrugineux,* très aberrant de par le grand rôle joué par les éléments d'origine probablement feldspathique.

Caractères généraux des grès argilo-ferrugineux. — Abstraction faite des variantes qui ne manquent pas, les grès argilo-ferrugineux sont essentiellement composés de quartz, de feldspaths généralement très nombreux, à

l'exclusion complète d'organismes, cimentés, non par une argile d'espèce déterminée, mais par une matière argileuse à base de phyllites, associées à du quartz microgrenu, à de la calcite et à de menus débris feldspathiques, lorsqu'elle présente le maximum de complication.

L'oxyde de fer, dont je fais avec la matière argileuse la caractéristique du groupe, joue en réalité un rôle beaucoup moins grand que la coloration des roches ne le laisse supposer. Réservé au ciment, et concentré autour des minéraux et complexes remaniés qu'il enveloppe d'une gaine brun rougeâtre, il paraît n'être qu'un pigment fixé par l'armature argileuse du grès.

Les seules divisions rationnelles à établir dans le groupe des grès argilo-ferrugineux reposent sur l'intervention ou non du quartz secondaire. Les grès de cette espèce sont des *grès proprement dits*, des *grès-quartzites* et des *quartzites-grès*.

Entre ces roches, qui sont plus ou moins calcaires, et les mollasses, il y a une différence essentielle qui ne tient nullement au rôle joué par l'oxyde de fer. En général, les mollasses, que l'on sait très feldspathiques également, sont débarrassées des produits ultimes de la décomposition et de la trituration des matériaux issus de la roche-mère. Tout au contraire, les grès argilo-ferrugineux résultent de l'association intime, et des minéraux désagrégés, et de ces mêmes produits. Il y a donc préparation mécanique d'un côté et absence de classement de l'autre. Tel est le trait fondamental qui sépare avant tout les deux groupes de roches.

G. Grès ferrugineux.

Par définition, ce sont d'anciens sables quartzeux, cimentés par un composé ferrugineux de nature quelconque. Tous les composés ferrugineux des minerais de fer sédimentaires intervenant tour à tour, il en résulte une grande variété de types comportant une gangue de fer carbonaté, silicaté, oxydé et sulfuré. A vrai dire, il n'y a de très répandus dans la série sédimentaire ordinaire que les grès à ciment d'oxyde de fer; tous les autres sont plutôt des exceptions, subordonnées aux minerais de fer proprement dits.

Ces différences capitales dans la composition des grès ferrugineux ne sont pas les seuls éléments de variation à prendre en considération, car la structure change, comme elle change dans toutes les catégories de grès, lorsque le quartz secondaire intrevient

Je passerai rapidement en revue des grès à ciment de *sidérite*, de *chlorite*, d'*hématite rouge* et de *fer oligiste*, de *magnétite*, d'*hématite brune* et de *pyrite*.

Grès à ciment de sidérite. — Ce sont des roches invariablement rattachées aux minerais de fer paléozoïques, dont elles représentent des variétés trop pauvres pour être mises en valeur. Leur gangue est formée de grains de sidérite, moulés les uns sur les autres ou tendant vers la forme géométrique, et exceptionnellement de menus rhomboèdres, généralement allongés et sublenticulaires.

La sidérite, largement cristallisée, telle qu'on l'observe dans certains minerais très carbonatés, y est inconnue jusqu'à présent.

J'ai signalé plusieurs exemples de ces grès dans les minerais de fer siluriens de la presqu'île armoricaine[1].

Grès, grès-quartzites et quartzites chloriteux. — De soi-disant minerais de fer siluriens se résolvent parfois en de véritables grès à ciment de bavalite; tel est le cas pour des « minerais » ordoviciens de La Patricière (Orne et Mayenne). Ce sont des roches pétries de grains de quartz, dépourvus d'accroissement secondaire, plongés dans une gangue d'hématite brune à la surface et de chlorite en profondeur. Par la présence de quelques oolithes ferrugineuses, la roche se relie aux minerais de fer oolithique[2].

Le même gisement de La Patricière fournit également des roches arénacées passant aux quartzites. L'une d'elles est formée de grains de quartz clastiques pour les trois quarts au moins. De la chlorite vert sale s'interpose entre la plupart des grains. Mais par endroits, les éléments se moulent les uns sur les autres et constituent de grandes plages de quartzite typique. Dans l'ensemble, les caractères sont ceux d'un grès-quartzite à gangue chloriteuse[3].

Enfin, il existe une différenciation des grès chloriteux sous la forme de grains de quartz en totalité pourvus d'un accroissement secondaire, rentrant, en conséquence, dans la catégorie des quartzites à ciment chloriteux.

[1] L. Cayeux, Les minerais de fer oolithique de France. I. Minerais de fer primaires (*Ét. des gîtes min. de la France*, 1909, 344 p., 19 pl.).

[2] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 123.

[3] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 126.

Grès à ciment d'hématite brune. — Les terrains secondaires et tertiaires du Bassin de Paris contiennent quelques grès à gangue d'hématite brune, de constitution très simple. Tantôt cette gangue est réduite à une mince enveloppe revêtant tous les grains et les maintenant en place, grâce aux adhérences contractées aux points de contact. En ce cas, une légère pression des doigts dissocie tous les éléments (Ex. : grès sparnacien de Bougival). Tantôt l'incrustation se fait à une échelle plus grande, mais nombre d'espaces intergranulaires ne sont pas comblés (Ex. : grès ferrugineux stampien des Buttes-Chaumont)[1]. Tantôt, enfin, le produit ferrugineux comble la totalité des vides [Ex. : grès ferrugineux hauterivien du Pays de Bray; grès landénien de Regniowez, près Rocroi (Ardennes)[2]; grès pliocène du Mont-des-Cats (Nord)]. Dans presque tous les types cités, les minéraux ne se touchent pas directement, et il arrive même qu'ils soient très largement espacés (grès de Regniowez). C'est dire que les grains de quartz ont été séparés dès l'origine du dépôt, et que l'oxyde de fer a pris la place de quelque chose, à moins que la genèse du ciment ferrugineux ne date de la formation même du dépôt.

Grès à ciment d'hématite rouge ou de fer oligiste. — Des grès associés aux minerais de fer oolithique de Normandie peuvent être agrégés par de l'hématite rouge. En général, le quartz est plus ou moins modifié par accroissement secondaire, d'où résultent des variétés quartzitiques.

Les très rares échantillons de grès à ciment d'oligiste actuellement connus sont également quartzitiques.

Quartzites à ciment de magnétite. — La collection des minerais de fer de l'Anjou fournit des types constitués par du quartz modifié par accroissement secondaire, et peut-être d'origine entièrement secondaire, renfermant des inclusions de fer magnétique. Tous leurs éléments sont soudés par une gangue de fer magnétique, développé à l'état massif ou cristallisé en octaèdres plus ou moins libres[3]. L'une des variantes observées associe la chlorite au fer magnétique.

[1] L. Cayeux, Structure, etc., p. 66, Pl. I, fig. 1.
[2] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 13, fig. 4.
[3] *Ibid.*, Minerais de fer primaires, p. 148, Pl. XII, fig. 17.
Ibid., Introduction, etc., p. 262, Pl. XIV, fig. 2.

Grès pyriteux. — J'ai décrit autrefois, sous le nom de grès pyriteux, une roche qui, par la taille de la majorité de ses éléments, représente non un ancien sable, mais une *boue quartzeuse* consolidée, subordonnée aux sables dits « d'Auteuil »[1]. Les véritables grès à gangue pyriteuse ne me sont actuellement connus que sous forme d'accidents pétrographiques dans les minerais de fer.

Hormis les grès à ciment d'hématite brune, plus développés à eux seuls que tous les autres réunis, les représentants de ce groupe ne sont identifiables qu'avec le secours du microscope.

H. Grès glauconieux.

Les grès à ciment glauconieux sont des raretés. J'en ai signalé deux types fournis par des terrains crétacés du niveau de la « meule » traversés en Belgique lors du forage d'un puits de mine à Harchies[2]. Ce sont des grès verts à grain moyen ou de nature grossière, toujours glauconifères, chargés de nombreux restes organiques siliceux et calcaires, ou complètement dépourvus de traces organiques. Dans les deux cas, tous les éléments constituants sont plongés dans une gangue glauconieuse vert pâle, exempte d'inclusions. Aucun indice ne permet de conclure qu'elle est originelle ou non.

I. Grès manganésifère et cobaltifère[3].

Un accident minéralogique, survenu dans les grès stampiens supérieurs d'Orsay et de Palaiseau (Seine-et-Oise), a engendré un grès à ciment d'*asbolane*, c'est-à-dire d'oxyde de manganèse et de cobalt. D'après Cordier[4], ce grès, de nature très aberrante, est une « roche noirâtre composée de grains de quartz associés à du deutoxyde de manganèse et de cobalt, avec traces de cuivre et d'arsenic ». De son gisement on ne sait qu'une chose, c'est qu'il

[1] L. Cayeux, Structure, etc., p. 5, Pl. I.

[2] *Ibid.*, Nouvelles données sur la glauconie, tirées de l'étude des formations crétacées traversées par le puits d'Harchies (Belgique). (*Livre jubilaire Soc. Géol. Belgique*, 1924, p. 70-72.)

[3] L. Cayeux, Structure, etc., p. 70, Pl. I, fig. 2.

[4] P.-L.-A. Cordier, *op. cit.*, p. 226.

était développé en « veines » assez étendues, dans les grès normaux, et à une échelle suffisante pour être exploité en divers points comme minerai de manganèse [1].

La matière qui sert de ciment, souvent désignée sous le nom de *cobalt oxydé noir*, répond, selon Cordier, à la composition théorique suivante : MnO, 30-40 p. 100; CoO, 20-32 p. 100; H^2O, 21-23 p. 100.

L'analyse ci-dessous fixe la composition d'un échantillon originaire d'Orsay :

SiO^2 (totale)			72.50
Al^2O^3			4.87
Fe^2O^3			0.63
CaO			"
MgO			traces
CO^2			"
H^2O			5.35
Mn	états d'oxydation	MnO^2	14.87
Co		CoO	1.52
		TOTAL	99.74

Le cuivre et l'arsenic n'ont pas été dosés.

Le ciment, à base de manganèse, communique au grès une teinte noire mate et une cohérence variable, assez faible dans certains échantillons pour que les grains se détachent sous une légère pression. Un de ses caractères est de maculer les doigts comme la suie [2].

Au microscope, les grains se montrent recouverts d'une gaine noire, d'épaisseur à peu près uniforme, susceptible de s'épaissir et d'envahir tout ou partie des vides résultant de la non-juxtaposition des éléments. En moyenne, il y a juste assez de gangue pour maintenir les grains en place, et le grès, criblé de vides, est extrêmement poreux. De l'écartement des grains il faut conclure à l'intervention nécessaire d'un ciment primordial de quelque importance.

[1] Les échantillons analysés ont été recueillis en 1860.

[2] D'où son nom d'asbolane (ἀσβόλη, suie).

J. Grès phosphaté.

Je désigne sous ce nom un grès subordonné au « grès vert » de l'Aptien, visible sur la plage de Wissant et de Saint-Pôt dans le Boulonnais. Il correspond aux parties les plus dures et les plus foncées du dépôt, lesquelles passent à de véritables nodules de phosphate de chaux inséparables de leur gangue.

Dans les parties non envahies par la matière phosphatée, la roche est un grès extrêmement glauconieux à ciment de calcite très largement cristallisée. Il est des échantillons qu'il est impossible de rattacher à la catégorie des grès, tant ils sont riches en glauconie, et qu'il convient de faire rentrer dans les roches groupées sous le vocable *glauconites*[1].

Lorsque le grès cesse d'être calcaire, il se décompose en trois éléments essentiels : quartz en grains de taille variable, anguleux, subarrondis et arrondis; éléments globuleux d'une belle glauconie souvent chargée de pyrite de fer, et ciment de phosphate de chaux. Cette dernière substance à l'état de grains bien définis intervient à l'état accidentel.

La matière phosphatée, teintée en brun chamois clair, limpide, est absolument amorphe et indifférenciée. Entre les deux types de roches, grès à gangue calcaire et grès à ciment phosphaté, il y a une zone de transition où l'on assiste, peut-on dire, à la substitution du phosphate au carbonate. De celui-ci il reste dans la trame phosphatée des témoins capricieusement découpés, qui ne laissent aucun doute sur le développement secondaire du ciment de phosphate de chaux.

En maints endroits, il s'est développé dans la gangue phosphatée une glauconie non concentrée en grains, jouant par rapport au phosphate de chaux le rôle d'un véritable pigment aux limites mal définies. Cette manière d'être de la glauconie n'est pas autre chose que la glauconie pigmentaire[2].

Il y a dans cette roche deux générations de glauconie et de phosphate de chaux : l'une réunissant les deux éléments en grains, et l'autre représentée par le phosphate de chaux de la gangue et son pigment de glauconie.

[1] L. Cayeux, Nouvelles données sur la glauconie, tirées de l'étude des formations crétacées traversées par le puits d'Harchies (Belgique) (*Livre jub. Soc. Géol. Belgique*, 1924, p. 66-70).

[2] *Ibid.*, Contribution, etc., p. 175.
Ibid., Introduction, etc., p. 247.

L'analyse suivante d'un échantillon très glauconieux et phosphaté appelle quelques observations.

SiO^2	48.85
Al^2O^3	11.82
Fe^2O^3	1.83
FeO	1.22
CaO	12.85
MgO	0.45
K^2O	0.64
Na^2O	0.47
TiO^2	traces
P^2O^5	10.70
H^2O	2.75
CO^2	3.40
Fl	2.86
TOTAL	97.84

On voit que la silice totale, à rapporter pour la majeure partie au quartz, n'atteint même pas 50 p. 100. L'alumine, en proportion particulièrement élevée, ne peut guère figurer que dans la glauconie qui appartiendrait à une variété exceptionnellement alumineuse pauvre en fer et en alcalis, c'est-à-dire de composition aberrante. Une autre singularité tient à la teneur en fluor; comparée à celle de l'acide phosphorique, elle met en évidence un rapport $\frac{Fl}{P^2O^5}$ supérieur à celui des phosphates les plus fluorés, tel que l'apatite. En raison de la présence de carbonate de chaux dans les fragments soumis à l'analyse, il doit exister des échantillons plus riches en phosphate de chaux.

K. Grès à ciment formé de matières organiques.

(*Alios.*)

Confondu par Cordier[1] avec le *grès quartzeux ferrifère*, l'alios[2] est, pour cet auteur, « composé de grains de quartz associés avec du peroxyde de fer

[1] P.-L.-A. CORDIER, *op. cit.*, p. 226.

[2] Cordier écrit également *allios*, *allioste*, p. 226.

(environ un dixième de la masse), presque toujours un peu hydraté, le tout consolidé par un ciment siliceux ». Ainsi qu'on va le voir, cette définition s'écarte beaucoup de la réalité.

Les seules précisions qu'on possède actuellement sur ce curieux dépôt sont dues à Faye[1]. Il résulte de ses observations que l'alios prend naissance dans les sables des Landes à la profondeur moyenne de 1 mètre, sous l'influence de matières organiques de la surface, entraînées en dissolution et précipitées en été dans le dépôt, au point le plus bas atteint chaque année par le niveau hydrostatique. L'auteur est d'avis qu'une certaine quantité d'oxyde de fer dissous par les acides organiques contribue à la cimentation des grains et à la coloration de l'alios.

D'après A. de Lapparent, l'alios existe également sous les sables caillouteux du Médoc, ainsi que sous les sables des forêts de Fontainebleau et de Chantilly. Le même savant en signale un banc assez régulier affleurant à marée basse sur la plage de Soulac, dans la Gironde. Dans tous les cas, A. de Lapparent fait de l'alios un dépôt contemporain[2].

Toujours faible, la puissance du banc d'alios des Landes est irrégulière et de l'ordre de grandeur de 1 mètre. C'est un dépôt friable, ou assez cohérent pour ne céder qu'à la pioche. Sa couleur varie du brun clair au brun noirâtre. A l'état sec, les échantillons que j'ai analysés sont teintés en brun pâle comme certains grès à ciment de peroxyde de fer hydraté, ou en brun noir, et toujours avec un aspect très mat, qu'on n'observe jamais au même degré dans les minerais de fer pauvres ou dans les grès ferrugineux.

De quelque teinte qu'il soit, l'alios porté au rouge pendant quelque temps perd son ciment, se désagrège plus ou moins complètement pour se convertir finalement en un sable gris blanc, ou à peine teinté par des traces d'oxyde de fer hydraté. Il s'ensuit, qu'en dépit des apparences, l'oxyde de fer ne joue qu'un rôle nul ou insignifiant et que la gangue est en totalité, ou peu s'en faut, constituée par des matières organiques, conformément à l'opinion de Faye[3].

[1] Faye, Remarques sur quelques particularités du sol dans les Landes de Gascogne (*C. R. Ac. Sc.*, t. 71, 1870, p. 245).

[2] A. de Lapparent, Traité de Géologie, 5e éd., 1906, p. 333.

[3] Il n'en va pas de même pour des grès désignés dans le pays sous le nom de *garluche*. Ce sont des grès à ciment ferrugineux, très consistants, et formés dans de tout autres conditions que l'alios. Je dois pourtant ajouter qu'un échantillon déterminé alios m'a fourni 25.29 p. 100 de Fe^2O^3.

Un échantillon typique d'alios présente la composition suivante :

SiO^2 (totale)	88.55	
SiO^2 (soluble)		0.25
Al^2O^3	6.53	
Fe^2O^3	0.87	
CaO	0.35	
MgO	traces	
Na^2O	1.16	
Matières organiques	1.40	
H^2O	1.50	
TOTAL	100.36	

Au microscope, l'alios est formé de grains de quartz, contigus ou non. Une foule d'éléments globuleux sont d'origine éolienne; d'autres, beaucoup moins arrondis, se réclament d'une action fluviatile. Les minéraux, autres que le quartz, sont exactement ceux des sables de dunes de Gascogne. On reconnaît, au premier coup d'œil, des feldspaths assez fréquents, de la tourmaline, de la fibrolite, etc.

Les débris organiques font invariablement défaut.

A peu d'exceptions près, les vides intergranulaires sont comblés par une matière brune, d'aspect sale, parfois craquelée sous l'influence de la chaleur, au cours du chauffage des fragments destinés à la taille. En lumière réfléchie, la matière est d'un brun mat, nettement différent de la teinte brun rouge ou brun jaune des hématites. Son action est nulle sur la lumière polarisée.

La question de la matière organique faisant fonction de ciment reste entière, car sa composition n'est pas définie. On ne sait pas davantage si l'alumine est combinée à un acide organique, ou simplement incorporée à la gangue sous forme d'argile. C'est à la chimie des sols de nous éclairer sur ce point. Dans l'espèce, le problème du ciment primordial et de son remplacement est très malaisé à résoudre.

L. Grès divers.

Outre les nombreux types de grès analysés, il existe quelques espèces d'un caractère très exceptionnel qui relèvent plutôt de la minéralogie que de la pétrographie. Tels sont les grès à ciment de *carbonate* et de *sulfate de baryte*, les grès à ciment de *sulfate de chaux* ou de *strontiane*, le grès à ciment de *fluo-*

rine, etc. Ce sont pour nous de simples curiosités dont il suffit de mentionner l'existence.

2. GRÈS DONT LA TERMINOLOGIE N'IMPLIQUE PAS L'EXISTENCE D'UN CIMENT DONNÉ.

Dans la pratique, il s'en faut de beaucoup qu'on s'inspire toujours de la composition du ciment pour désigner les grès. On fait intervenir, soit une notion de structure et de composition (grès-psammite), soit un élément essentiel autre que le quartz (grès feldspathique), soit le terrain auquel le grès est subordonné (grès houiller). La terminologie, consacrée par un long usage, qui sert à les nommer, ne fait en rien ressortir leurs affinités avec les différentes espèces passées en revue. D'où la nécessité de les analyser pour leur assigner une place dans une classification rationnelle, en fonction de la nature de leur ciment.

Dans cette intention, j'examinerai successivement les grès *micacés* et les *grès-psammites*, les *itacolumites*, les *grès feldspathiques*, les *arkoses*, les *grès glauconifères* et *grès-tuffeaux*, les *grès titanifères* et les *grès houillers*.

A. Grès micacés et psammites.

Longtemps considérés comme synonymes, ces deux termes s'appliquent aujourd'hui à des variétés de grès, différentes par leur texture et non par leur composition.

A. Brongniart, qui a introduit le psammite (ψάμμος, sable), en 1813, dans la terminologie, le définit de la manière suivante : « *Psammite* (*grès micacé, grès des houillères*). Roche grenue, composée essentiellement de sable quartzeux distinct et de mica, assez également mêlés et réunis par une petite quantité d'argile[1] ». Dans l'esprit de Brongniart, les grès micacés et psammites sont donc des grès micacés argileux.

Quelques années plus tard, Haüy fait du psammite un dépôt infiniment complexe. Il le caractérise, en effet, comme un « assemblage de grains de quartz hyalin, de phtanite, de schiste, de parcelles de mica, de grains de feldspath, agglutinés mécaniquement par un ciment ordinairement composé de schiste »[2].

[1] A. Brongniart, *op. cit*, p. 126.
[2] L'abbé Haüy, *op. cit.*, p. 563.

Pour d'Omalius d'Halloy, le psammite est un grès argileux qui n'est pas toujours caractérisé par la présence du mica, puisqu'il écrit que « le psammite est souvent micacé »[1].

Avec Cordier, la conception du grès micacé et du psammite commence à se préciser. Il décrit le « grès quartzeux *argilifère*, Cordier, ou *psammite*, Haüy », comme synonyme de « *grès argileux; grès argilifère; grès psammite; grès micacé*. . . ». Et il le définit : « Association de petits grains de quartz (8 à 9 dixièmes de la masse) avec de l'argile proprement dite, le tout consolidé par un ciment quartzeux ou siliceux. . . Lorsque le mica est réparti sur des plans uniformes déterminant des ruptures, la roche devient schistoïde et tabulaire »[2]. C'est la première fois qu'il est question d'un grès micacé stratifié, mais cette variété reste confondue avec les autres et n'est pas encore le psammite d'aujourd'hui.

Plus tard, le « grès psammite », rattaché comme par le passé au grès argileux, devient une subdivision des « grès micacés ». Dans une définition donnée par A. de Lapparent, on voit intervenir le mica dans la gangue. « Les *grès psammites*, écrit-il, où les grains fins de quartz sont réunis par un ciment argileux, le plus souvent micacé, le mica étant concentré sur des surfaces planes, ce qui donne à la roche une fissilité prononcée »[3].

La mise au point de la question éclairée par l'analyse d'une foule d'échantillons me paraît être la suivante :

Le grès micacé est un grès à ciment de nature quelconque. Le psammite est une variété de grès micacé dont les paillettes de mica sont concentrées et ordonnées en plans parallèles, correspondant à des lignes de moindre résistance.

En conséquence, la roche, douée d'une certaine fissilité, se débite en dalles, plaques, plaquettes, et simples feuillets, limités par des surfaces parallèles, tapissées d'innombrables paillettes de mica. Une pareille roche est la conséquence d'une préparation mécanique poussée très loin, séparant sur le fond de la mer les grains de quartz, d'une part, et les lamelles de mica, d'autre part. Dans la presque totalité des cas, la phyllite caractéristique est la muscovite[4].

[1] J.-J. d'Omalius d'Halloy, *op. cit.*, p. 780.
[2] P.-L.-A. Cordier, *op. cit.*, p. 222-223.
[3] A. de Lapparent, Traité de Géologie, 5e éd., 1906, p. 685.
[4] Pour le moment, je ne connais de psammite à mica noir que dans le Stéphanien du Massif Central.

Il résulte de la première définition que la matière argileuse ne fait pas nécessairement partie intégrante des grès micacés. Lorsqu'elle y figure, c'est invariablement dans le ciment, qu'elle constitue à elle seule ou non. En fait, l'existence du mica en forte proportion est liée le plus souvent à celle d'un ciment argileux.

En définitive, les grès siliceux, les quartzites, les grès calcaires, les grès argileux, etc., peuvent être micacés. Le grès de May et le grès armoricain qui, à ma connaissance, sont toujours des quartzites, fournissent des types micacés et des psammites parfaitement caractérisés qu'il faut, par conséquent, ranger parmi les quartzites. Par contre, les grès permo-triasiques renferment d'excellents représentants de grès argilo-ferrugineux micacés avec très belles variétés psammitiques. On verra bientôt que les grès micacés et psammites du terrain houiller, toujours mis en avant par les anciens auteurs comme grès argileux, sont loin d'être tous pareils à eux-mêmes quant au ciment.

Bref, il est évident que les grès micacés et les variétés psammitiques n'ont jamais de ciment qui les différencie des autres. Dans ces conditions, ils n'ont pas tous les caractères requis pour constituer une entité pétrographique. Il faut donc renoncer à en faire un groupe spécial et les répartir entre les diverses espèces de grès en leur attribuant la valeur de simples variétés.

Dans la pratique, on dira :

Grès siliceux micacé, ou *grès siliceux psammitique*,

Quartzite micacé, ou *quartzite psammitique*,

Grès argileux micacé, ou *grès argileux psammitique*.

Mais lorsqu'on se bornera à désigner une roche sous le nom de psammite, on ne saura jamais à quelle espèce de grès il faut la rattacher.

B. Itacolumite.

(Pl. X, fig. 38.)

Créé par Eschwege, le terme itacolumite est tiré de la localité d'*Itacolumi de Mariana*, au Brésil, où la roche était exploitée pour en extraire de l'or[1].

[1] P.-L.-A. Cordier, *op. cit.*, p. 208.

On l'a désignée également sous le nom d'*Hyalotalcite*, à cause de la présence du quartz hyalin et du talc[1].

Cordier rangeait l'itacolumite parmi les quartzites, en la définissant comme il suit : « Le grès élastique du Brésil est un quartzite grenu ou arénoïde dans lequel les parties élémentaires sont un peu désagrégées, ce qui donne à la roche une certaine élasticité[2]. Cette définition qui met uniquement en cause les grains de quartz est de beaucoup la meilleure qui ait été donnée.

Le même auteur la caractérisait encore comme *quartzite talcifère* « renfermant un peu de talc (moins d'un vingtième) qui donne souvent à la roche une teinte un peu verdâtre ».

A. de Lapparent faisait du grès flexible du Brésil un quartzite micacé répondant aux caractères suivants : « Le mica blanc et le quartz, accompagnés de séricite ou de chlorite, y sont enchevêtrés de telle sorte que les plaques de la roche sont complètement flexibles. On peut constater au microscope que les couches de mica ne forment pas des membranes continues, mais des rubans plus ou moins longs »[3]. En d'autres termes, la propriété pour les éléments de subir des mouvements relatifs serait la conséquence de la flexibilité du mica. S'il en est ainsi, pourquoi des roches incomparablement plus micacées que l'itacolumite, telles que certains psammites, les micaschistes, etc., ne sont-elles pas élastiques au même degré que l'itacolumite?

Presque tous les échantillons d'itacolumite des collections proviennent du Brésil. Ils se présentent en plaques d'épaisseur régulière, de couleur grise, tapissées de nombreuses paillettes de mica et formées de grains de quartz mesurant quelques dixièmes de millimètre[4]. Une itacolumite, beaucoup moins connue, a été découverte aux Indes. Elle fournit de véritables blocs qui, malgré des épaisseurs de près de 0 m. 20, restent encore flexibles. La roche est grossière et mal agrégée au point d'en être friable. Un échantillon rapporté de la région de Delhi, taillé en plaque, longue de 0 m. 28 et épaisse de 17 à 22 mm. suivant les points, fixée à l'une de ses extrémités, peut

[1] P.-L.-A. Cordier, *op. cit.*, p. 207.

D'après M. Louwinson-Lessing, l'itacolumite a été regardée comme le gisement originel du diamant (*op. cit.*, p. 1139).

[2] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 208.

[3] A. de Lapparent, Traité de Géologie, 5e éd., 1906, p. 707.

[4] Échantillon de la collection du Collège de France.

s'écarter de 5 cm. 5 à l'autre, sans se briser. Quand on la secoue, la plaque fait entendre un bruit de friction très prononcé déterminé par le déplacement des grains. A la loupe binoculaire, la roche se montre également phylliteuse et formée de grains de quartz très irréguliers d'inégales dimensions, laissant entre eux quantité de vides.

Quelle qu'en soit l'origine, l'itacolumite revêt une très grande uniformité dans ses caractères essentiels. Les grains de quartz d'une même préparation n'en sont pas moins irréguliers ou non. Un très grand nombre présentent des contours très découpés avec des prolongements qui s'engagent dans les dépressions des éléments voisins, pour engendrer de véritables articulations (fig. 38, *a*). Rien de pareil n'existe dans les grès et quartzites de type normal. Les autres, beaucoup moins volumineux et de forme moins échancrée que les précédents, doivent être interprétés comme des apophyses des premiers, ce qui explique leur taille plus petite, en même temps que leurs contours relativement réguliers.

La muscovite engendre des lamelles très courtes, d'une épaisseur presque égale à la longueur. C'est précisément le contraire qu'on devrait observer, si les éléments phylliteux étaient pour quelque chose dans le mécanisme de la déformation. Tel est le cas pour l'itacolumite des Indes et plusieurs échantillons de celle du Brésil. Un seul spécimen montre du mica blanc en toutes petites paillettes subrectangulaires, très minces, presque toujours interposées entre les grains de quartz avec tendance à l'alignement.

Divers minéraux, feldspaths, tourmaline, zircon et apatite, interviennent en très petit nombre. Un échantillon du Brésil fournit des préparations contenant des dizaines d'éléments d'apatite.

Le moins qu'on puisse observer à la séparation des grains de quartz est une sorte de trait plein (fig. 38, *b*), invisible dans les quartzites ordinaires. En réalité, tout en se moulant les uns sur les autres comme dans un quartzite typique, les grains laissent entre eux un vide d'épaisseur appréciable qu'on peut mettre en évidence de trois façons :

1° En abaissant fortement le condenseur, on fait ressortir très distinctement à la séparation des éléments un trait de baume de Canada dont l'épaisseur souligne l'importance du vide;

2° Il arrive que de menus débris, éliminés par la taille, s'introduisent dans les intervalles et les fassent ressortir avec netteté en s'y accumulant. En ce cas,

on voit clairement avec le condenseur baissé un réseau d'impuretés, accusant les solutions de continuité à la séparation des grains;

3° Enfin, l'emploi des colorants, le vert malachite par exemple, met en pleine évidence le réseau des vides et démontre qu'en réalité *tous les grains sont décollés et libres.*

N'était le mode d'association des éléments constituants, que les mouvements de flexion et de torsion, auxquels on soumet les échantillons sans compromettre leur état d'agrégation, les dissocieraient tous. En réalité, le mica est étranger au mécanisme de la flexibilité.

A la lumière de ces faits, on peut dire que *l'itacolumite est un quartzite micacé, à grains très irréguliers, disjoints et articulés* de manière qu'ils puissent se mouvoir dans une certaine mesure, sans se séparer. En somme, la flexibilité de l'itacolumite implique deux facteurs essentiels, un mode d'association exceptionnel des éléments et un phénomène de contraction du quartz, qui paraît n'avoir son pareil dans aucun autre dépôt. C'est bien un phénomène de retrait et non un arrêt de croissance qui explique le manqne d'adhérence des quartz, car dans le second cas, les vides isolant les grains moulés les uns sur les autres seraient d'importance très inégale, alors que les solutions de continuité sont de grandeur pour ainsi dire toujours égale.

La roche doit rester subordonnée aux quartzites typiques dont elle s'écarte, en somme, par des caractères très secondaires.

C. Grès feldspathiques.

Dès l'instant que la démolition des massifs granitiques libère des feldspaths en grande masse, il faut s'attendre à trouver dans la série sédimentaire un développement considérable des grès feldspathiques aux époques de démantèlement des chaînes de montagnes. Et, en tout temps, l'érosion de ces massifs, sans oublier celle des terrains cristallophylliens, est également une source de sables feldspathiques.

De fait, l'analyse des grès définis par leur gangue nous enseigne que tous sont, tant soit peu, chargés de feldspaths, mais ce n'est qu'à partir d'un certain degré de fréquence, lequel est d'ailleurs laissé à l'appréciation de l'observateur, que le qualificatif feldspathique est employé dans le langage courant pour caractériser un grès et le distinguer d'un autre.

La proportion des feldspaths peut exceptionnellement égaler celle du

quartz. Si l'on faisait entrer en ligne de compte les produits secondaires d'origine feldspathique, susceptibles de figurer dans la gangue, la somme des feldspaths l'emporterait dans bien des cas sur celle des grains de quartz (Ex. grès bigarré du Cap Garonne, p. 184). Aussi le rôle de ces minéraux dans la constitution des grès est-il de tout premier plan.

Nous savons déjà que beaucoup de grès, dits « argileux » ou « argilo-ferrugineux », leur sont redevables de la totalité ou d'une grande partie de leur ciment, lequel peut être composé de phyllites variées, de granules de quartz avec ou sans calcite (p. 179), que la portion argileuse des grès argilo-ferrugineux se réclame de la même origine, et que, selon toutes probabilités, des grès calcaires, comme les mollasses, ont emprunté aux feldspaths la calcite de leur gangue.

Il faut ajouter que l'intervention des feldspaths dans la constitution des grès est, pour ainsi dire, toujours synonyme d'accroissement secondaire de tout ou partie des grains de quartz.

Pour donner de la contribution feldspathique un tableau aussi complet que possible, il faut encore mentionner de très rares feldspaths secondaires engendrés par décomposition des individus détritiques.

La présence de ces minéraux, en nombre dans les grès, est pour ces roches un élément de variation, en raison de leur altérabilité et des transformations multiples qui en sont la conséquence. Mais, d'une manière générale, on peut dire que *l'état de conservation des feldspaths n'est nullement fonction de l'âge des grès*. Des feldspaths précambriens, cambriens, etc., peuvent être frais ou relativement intacts, alors que des feldspaths de grès permiens, triasiques et tertiaires sont profondément altérés. D'où, *le gros du travail de décomposition est probablement originel et antérieur à la mise en place des éléments dans les sables qui ont engendré les grès.*

Comme on le voit, l'importance des feldspaths n'est pas simplement numérique, et l'on peut dire qu'ils ont exercé une profonde influence sur l'histoire d'une foule de grès (p. 164).

Les grès feldspathiques abondent en France. Outre les nombreux types signalés, en analysant les grès groupés d'après la nature de leur ciment, je puis mentionner le grès landénien de Belleu (Aisne), de très nombreux grès houillers, certains grès de May et grès armoricains, les grès dits feldspathiques du Cambrien et des grès précambriens de Normandie. Je me bornerai à fixer ici les caractères des plus anciens que nous connaissions, ceux du Précambrien de la presqu'île armoricaine.

Grès feldspathique précambrien de la vallée de la Laize (Calvados). — Des échantillons, recueillis entre Laize et Bretteville-sur-Laize, sont formés de quartz en grains, simples, le plus souvent isolés, par places juxtaposés, et alors moulés les uns sur les autres, engendrant ainsi de petites plages de quartzite. De nombreux éléments libres, festonnés par accroissement secondaire, sont intimement soudés au ciment. Les grains pourvus de leurs contours originels sont en minorité. Les dimensions des uns et des autres, sujettes à de notables variations, dépassent rarement 0 mm. 3.

Quoique leur degré de fréquence soit inférieur à celui du quartz, les feldspaths sont très répandus. On peut observer de l'orthose, albitisée ou non, un peu de microcline, et surtout des plagioclases. Il en est d'une limpidité absolue et rigoureusement intacts; quelques-uns paraissent un peu troubles en lumière blanche avec le condenseur baissé, et la très grande majorité se montrent plus ou moins altérés. Des grains sont parsemés de fines paillettes de damourite orientées en tous sens, se détachant d'un fond relativement frais. En se multipliant, ces paillettes finissent par l'emporter sur les parties indemnes et par engendrer des éléments pétris de phyllites. D'où la probabilité qu'une importante série de grains exclusivement phylliteux dérivent de feldsphaths damouritisés à fond. Comme dans les mollasses et dans les grès argileux et argilo-ferrugineux, on retrouve des éléments en paillettes plus ou moins ordonnées en lignes parallèles, qu'on est amené par continuité à rattacher aux feldspaths décomposés.

D'autres feldspaths en se décomposant font une place variable à de minuscules granules de quartz associés aux paillettes de phyllites. Selon les cas, les éléments qui en résultent ont la composition et la microstructure d'un quartzite phylliteux, ou celles d'un schiste quartzeux, avec tous les passages à des grains exclusivement quartzeux, qu'on peut être tenté d'identifier, soit à des quartzites à grains très fins, soit à des phtanites quartzitiques très finement grenus.

Les feldspaths en question nous mettraient donc en présence de deux processus d'altération, intervenant séparément ou non dans un élément donné : la *damouritisation*, ou *phyllitisation* pour employer un terme plus général, et la *quartzification* (p. 180). Si l'on fait la part des grains de quartz clastiques, et celle des feldspaths à tous les stades d'altération, en leur rattachant les grains phylliteux et quartzeux supposés d'origine feldspathique, il est certain que le groupe feldspathique l'emporte sur celui du quartz.

Comme autres minéraux détritiques on peut citer des lamelles de *biotite*

intactes, assez fréquentes, des paillettes de *mica blanc* peu répandues, et un peu de *chlorite*.

La gangue est essentiellement formée de quartz en minuscules granules et de paillettes de phyllite, identiques à tous égards à celles des feldspaths en voie d'altération. Ces paillettes tapissent tout ou partie des minéraux clastiques et sont confusément associées au quartz microgrenu. Ici, le quartz existe seul; là, il est entremêlé de paillettes, mais en moyenne il l'emporte dans tous les échantillons analysés.

Ces grès précambriens ont ceci de particulier que tous leurs matériaux constituants, gangue comprise, se réclament d'une origine commune. Il ne fait pas de doute, notamment, que le ciment soit d'origine feldspathique et que ses éléments aient été engendrés *in situ*, aux dépens d'une boue fournie par l'érosion et la décomposition de la roche-mère des feldspaths.

Tout compte fait, les feldspaths sont la source principale des minéraux constituants.

La plupart de ces grès, examinés au microscope, ont une physionomie qui n'a rien d'archaïque. Elle est telle qu'on s'attend à trouver des organismes en multipliant les préparations. La raison en est que, malgré l'âge très reculé du dépôt, beaucoup de grains de quartz n'ont pas subi le moindre accroissement secondaire, le nourrissage des autres étant limité à une zone très mince. Ce sont donc des roches restées à l'état de grès typique en de nombreux points et qui s'en écartent fort peu ailleurs, par suite de l'accroissement secondaire très restreint. Je vois dans cette particularité un indice de grand intérêt au point de vue du métamorphisme général des roches sédimentaires.

L'analyse d'un type normal a donné les chiffres suivants :

SiO^2	7.85
Al^2O^3	13.12
Fe^2O^3	2.63
CaO	"
MgO	0.97
K^2O	2.10
Na^2O	1.64
TiO^2	0.20
P^2O^5	traces
H^2O	3.70
Total	99.21

Malgré le grand nombre de feldspaths reconnaissables, la roche est relativement peu potassique et sodique, preuve que les individus altérés et désalcalinisés l'emportent de beaucoup sur les autres. L'absence totale de la chaux fait supposer que les feldspaths tricliniques se rapportent tous à l'albite. Quant à l'alumine, en proportion élevée, elle se répartit entre la gangue et les feldspaths plus ou moins décomposés.

Le grès feldspathique en question, doit prendre rang dans la classification sous le nom de *quartzite-grès feldspathique à ciment argileux*, le complexe quartzo-phylliteux qui agglutine les éléments rentrant dans ce que j'appelle la matière argileuse des dépôts sédimentaires.

Classification des grès dits « feldspathiques ». — Il en est des grès feldspathiques comme des grès micacés, c'est-à-dire que la propriété d'être feldspathique n'est pas spéciale à une espèce donnée de grès. On sait déjà que les grès calcaires du groupe de la mollasse peuvent renfermer de nombreux feldspaths, que les grès argileux et argilo-ferrugineux sont souvent d'une grande richesse en feldspaths potassiques et calco-sodiques. C'est le cas, notamment, pour les grès rouges permiens et triasiques.

En définitive, la série complète des grès feldspathiques comprend des *grès typiques*, à ciment, siliceux, calcaire, argileux; des *grès-quartzites;* des *quartzites-grès* et des *quartzites* avec ou sans ciment. Ce qui revient à dire que le complexe des grès feldspathiques doit être supprimé, en tant qu'espèce indépendante, pour en répartir tous les représentants entre les divers groupes de grès caractérisés par des gangues de nature différente.

Les grès feldspathiques considérés dans leurs rapports avec les produits d'évaporation[1]. — Les grès feldspathiques ont joué un rôle considérable et insoupçonné dans la constitution de la chaîne hercynienne, et l'on peut ajouter qu'ils viennent au premier rang parmi les produits du démantèlement de cette chaîne. Dès le Westphalien, les grès houillers sont feldspathiques, mais il faut arriver au Stéphanien pour que les feldspaths, d'éléments accessoires qu'ils étaient à l'époque précédente, deviennent des matériaux véritablement essentiels. Tels de ces grès, provenant du Massif Central,

[1] L. Cayeux, Les grès feldspathiques de la chaîne hercynienne et les produits d'évaporation permo-triasiques (*C. R. Ac. Sc.*, t. 178, 1924, p. 2103-2106).

sont littéralement pétris de feldspaths, et c'est par ignorance, autant que par abus de langage, que l'on continue à appeler grès, des roches à base de feldspaths détritiques.

Ce qui est vrai pour les grès qui font partie constituante des témoins de la chaîne hercynienne, l'est également pour la série très puissante des grès permo-triasiques, dans lesquels on voit, à juste titre, des produits de la destruction de la chaîne. Les « grès rouges » et, d'une manière générale, les grès permiens et triasiques de l'Europe centrale et occidentale sont également des grès feldspathiques, et il en est parmi eux qui ne sont plus des grès à proprement parler, tant les feldspaths l'emportent sur les grains de quartz.

Bref, les grès qui se groupent tout naturellement autour de la chaîne hercynienne contiennent, au total, une masse exceptionnellement importante de feldspaths. Mais ces feldspaths sont loin de représenter la totalité des matériaux feldspathiques extraits des roches éruptives, au moment où les grès en question ont été engendrés. A coup sûr, une foule d'éléments ont été anéantis, si l'on peut dire, par trituration et par décomposition. Nul doute, qu'il ne faille leur faire une place, et une très grande, dans les phénomènes en vue.

Les feldspaths, incorporés aux grès houillers, permiens et triasiques, dérivent en très grande majorité de la famille des granites, à laquelle il faut également rapporter beaucoup de muscovite, et, parfois une grande quantité de biotite. Ces feldspaths fournissent des représentants de toutes les espèces, les plus basiques exceptées, avec très grande prédominance des formes acides. L'orthose abonde, et le microcline revêt souvent une grande fréquence. Dans leur ensemble, les feldspaths des grès se signalent par des états de conservation extrêmement variés. Ici, grains et cristaux témoignent d'une grande fraîcheur, qui ne laisse pas que de surprendre; là, ils sont profondément altérés. Au surplus, on voit fréquemment, côte à côte, des individus intacts et des éléments très décomposés. Le fait semble défier toute explication lorsque cette différence s'observe dans des feldspaths de même espèce, réunis dans une même préparation. La seule interprétation plausible de cette particularité est que ces minéraux étaient déjà décomposés au moment de leur mise en place (p. 200).

De ce que les feldspaths sont plus ou moins nombreux et leur altération plus ou moins avancée, les quantités de potasse et de soude conservées dans les grès sont sujettes à variations. Par exemple, un grès houiller de Saint-Étienne renferme 4.28 p. 100 de potasse et 1.94 de soude (p. 232), sans

trace de chaux. Un grès houiller de La Mure ne m'a donné que 1.24 p. 100 de potasse et 1.06 de soude (p. 232). Un grès rouge permien de Lison (Calvados) a fourni 1.75 p. 100 de potasse et 3.75 p. 100 de soude. Ces différences, fort appréciables, entre des grès de richesse comparable en feldspaths, tiennent avant tout à ce que, dans un type donné, des feldspaths en grand nombre ont éliminé tout ou partie de leurs alcalis, alors que dans un autre leur altération est moins avancée.

De cet état de choses on peut ne retenir qu'un fait, hors de discussion, semble-t-il : des feldspaths potassiques, sodiques et calco-sodiques, réunis en nombre infini dans les grès, ont été une source de potasse, de soude et de chaux. A cette source, il faut ajouter celle, non moins importante, des feldspaths totalement détruits. On est donc fondé à conclure que le rôle exceptionnel joué par les grès feldspahtiques, aux temps carbonifères, permiens et triasiques, est synonyme de source exceptionnellement importante de potasse, de soude et de chaux pour les eaux de l'époque. A ces bases, il faut ajouter la magnésie empruntée à la biotite, que nous savons parfois très développée dans les roches-mères.

Est-ce par suite d'une coïncidence toute fortuite que l'on voit cet épisode de démantèlement de la chaîne et de formation de grès feldspathiques, complété par le dépôt de produits salifères, développés à une échelle qui n'a jamais été égalée ? N'y a-t-il pas, au contraire, un lien génétique extrêmement étroit entre les deux phénomènes? Telle est la question qui se pose.

Elle paraît résolue, cette question, par le fait qu'à l'élimination exceptionnelle de potasse, desoude, etc., correspond une élaboration, non moins exceptionnelle, de sels de potasse, de soude, de magnésie et de chaux, d'origine lagunaire, et que la formation des puissants gisements de grès permo-triasiques coïncide dans le temps et dans l'espace avec la concentration des sels potassiques et sodiques la plus importante du monde.

Pour tout dire, il faut noter qu'à l'époque permienne la genèse des dépôts salifères a été grandement favorisée par une circonstance spéciale. De par les conditions réalisées, une quantité exceptionnelle de potasse et de soude a été mise à la disposition des eaux en un temps où les surfaces submergées étaient considérablement réduites dans l'Europe centrale et occidentale. De là, une extrême concentration au Permien supérieur et la formation de puissants dépôts d'évaporation qui en est la conséquence.

Dans cette conception, les produits d'évaporation permo-triasiques, et

notamment ceux de Stassfurt, résulteraient, en dernière analyse, de la démolition de la chaîne herynienne, et pour plus de précision, de la destruction de roches éruptives, principalement granitiques, qui paraissent avoir joué un rôle particulièrement important dans la constitution de cette chaîne. En fin de compte, *les produits salifères permo-carbonifères se groupent autour de la chaîne hercynienne, comme les minerais de fer oolithique s'ordonnent autour des chaînes successives.*

D. Arkoses.

(Pl. X, fig. 39-41.)

D'après Alexandre Brongniart qui, le premier, en a donné une description minéralogique, « l'arkose est une roche à texture grenue, formée principalement par voie d'agrégation mécanique. Elle est *essentiellement composée* de gros grains de quartz hyalin et de grains de feldspath, ou laminaire, ou compacte, ou argiloïde : ces deux corps y sont souvent mêlés en quantité à peu près égale, mais le plus souvent le quartz y est dominant. Elle renferme comme partie *constituante accessoire*, du mica, de l'argile lithomarge et du kaolin; ces parties y sont toujours en quantité inférieure au quartz hyalin et au feldspath »[1]. L'auteur cite un grand nombre d'éléments accessoires, dont le carbonate de chaux. Tout en faisant une part prépondérante à l'agrégation mécanique, A. Brongniart admet que l'action chimique a eu souvent une grande influence sur la formation de cette roche.

L'arkose est pour Cordier une « roche composée d'une grande quantité de grains de *quartz*, associés à des grains de *feldspath* non décomposé (1/10 à 1/5 de la masse), le tout consolidé par un ciment quartzeux. Cordier en fait un synonyme de *grès feldspathique*, *grès arkose*, *psammite granitoïde*, *grès granitoïde quartzeux* et d'une partie de l'arkose de Brongniart. L'autre partie est pour lui un *grès quartzeux avec kaolin* ou *métanite*[2].

A. de Lapparent considère les arkoses comme des « roches formées surtout de grains de quartz et de feldspath, parfois avec mica, de manière à simuler

[1] A. Brongniart, De l'Arkose. — Caractères minéralogiques et histoire géognostique de cette roche (*Ann. Sc. nat.*, 1826, p. 115).

[2] P.-L.-A. Cordier, *op.cit.*, p. 218.

un véritable granite, d'où le nom de *granite décomposé* ou *régénéré* qu'on donne à quelques-unes d'entre elles »[1].

Les arkoses seront provisoirement pour nous des grès très grossiers, feldspathiques ou kaoliniques, engendrés aux dépens d'une arène granitique ou gneissique.

Ces roches ont pris naissance dans des milieux différents; on en connaît de marines, de lagunaires et de lacustres. En France, le démantèlement de la chaîne hercynienne a engendré de nombreuses arkoses aux époques permienne et triasique. Il en existe de plus anciennes, en tant que produits de démolition des chaînes précambrienne et silurienne, et de plus récentes, d'âge tertiaire.

L'analyse de quelques échantillons, différents en quelque manière, va nous faire entrevoir la complexité de composition et de structure de ce groupe, dans lequel je vois beaucoup plus une famille qu'une simple variété de grès.

Arkose cambrienne d'Omonville-la-Rogue (Manche) (Pl. X, fig. 39). — L'arkose d'Omonville-la-Rogue est une roche grossière de teinte gris clair, essentiellement formée de grains de quartz incolore ou rose, de taille variable, dont les plus gros atteignent 3 et 4 millimètres, la plupart ne dépassant pas 2 mm. 5.

A la loupe, la surface de tous les éléments se montre soyeuse et parfois verdâtre. Le degré de cohérence de la roche est relativement élevé, et sa cassure très inégale, du fait qu'elle évite beaucoup de grains.

L'analyse d'un échantillon a donné les résultats suivants :

SiO^2	84.00
Al^2O^3	9.35
Fe^2O^3	1.35
CaO	"
MgO	0.34
K^2O	0.37
Na^2O	3.41
TiO^2	0.20
P^2O^5	"
CO^2	"
H^2O	0.85
TOTAL	99.87

[1] A. DE LAPPARENT, Traité de géologie, 5e éd., 1906, p. 685.

L'arkose d'Omonville-la-Rogue est à base de grains plus ou moins arrondis, parfois de forme générale très globuleuse, et le plus souvent de dimensions comparables, autant qu'on en peut juger dans une coupe mince. Des éléments ont été triturés et usés, car leurs contours sont beaucoup trop réguliers pour qu'ils puissent dériver en droite ligne d'une granulite. Presque tous les grains sont simples; quelques-uns, creusés de golfes englobant des îlots de ciment, font supposer que des microgranites ont été mis à contribution. Plusieurs dérivent de quartz filonien.

Des grains de quartz présentent un accroissement secondaire des plus curieux, caractérisé par une très large frange de quartz en fibres très ténues, alternant avec de longues paillettes de paragonite (*a* et *b*). Les deux minéraux, ainsi groupés parallèlement, prédominent tour à tour. Règle à peu près générale, l'orientation optique du quartz chevelu est identique à celle des grains, et l'édifice, composé de la sorte, s'éteint d'un seul coup, paragonite comprise. Il arrive qu'il y ait indépendance entre les deux parties du complexe, et surtout que des fibres de paragonite s'insèrent un peu obliquement sur le quartz. De volumineux grains sont pourvus de franges sur une épaisseur égale à la moitié du diamètre. A noter que ce type d'accroissement est très répandu.

Une autre modification, réduite à une zone très mince, montre le quartz fondu sur ses bords avec la gangue, particularité qui implique, soit une remise en mouvement de la silice à la périphérie des éléments au moment de la cristallisation du ciment, soit un nourrissage secondaire de très faible amplitude.

Chaque coupe comprend, en plus du quartz, une dizaine de feldspaths, presque tous potassiques [orthose très dominante (*c*) et microcline].

La série des minéraux détritiques se complète par de rares lamelles de muscovite, et un zircon, en moyenne, par section.

Les minéraux en présence se touchent ou non et laissent à la gangue une place accessoire. Cette gangue se décompose en phyllite et quartz, avec prépondérance très marquée de la première. Dans ses combinaisons avec le quartz, la phyllite en question engendre de longues paillettes réduites à l'épaisseur d'un trait, alternant avec des fibres de quartz, les deux éléments étant insérés perpendiculairement à la surface des grains de quartz. On la voit encore appliquée sur des grains de quartz qu'elle moule littéralement; elle engendre des fouillis de lamelles très diversement orientées incrustant également les grains

de quartz; elle est dispersée dans la gangue et, enfin, elle est concentrée en veinules de même orientation dans un feldspath donné.

Tout ce qui n'est pas phyllite est quartz grenu, les deux éléments s'entremêlant de la façon la plus intime et sans ordre, partout où leur développement n'a pas été influencé par les quartz voisins.

La nature de cette phyllite ne peut se déduire de ses propriétés optiques, lesquelles se confondent avec celles des micas blancs potassiques. Fort heureusement, la composition chimique de la roche est susceptible de nous éclairer à son sujet. De toute évidence, le peu de potasse qu'elle renferme appartient au feldspath orthose, reconnaissable au microscope. Eu égard à la composition minéralogique de la roche, la très forte proportion de soude accusée ne peut être fixée que par la phyllite. On arrive, de la sorte, à la conclusion que cette phyllite est très sodique et qu'elle doit rentrer dans le groupe de la *paragonite*.

L'origine *in situ* d'une partie au moins de cette substance est attestée par la coexistence de ce minéral avec le quartz chevelu, développé en auréole autour du quartz clastique. Il est probable que la gangue a été constituée dès le principe par une sorte de bouillie feldspathique plus ou moins décomposée qui, en s'altérant complètement, a fourni tous les éléments du ciment.

La roche est, suivant les points, une *arkose typique*, une *arkose quartzitique* pourvue d'un ciment de quartz et de paragonite, ou de paragonite et de quartz.

On peut tenir pour certain que les matériaux ont été remaniés et que le dépôt ne représente nullement une arène cimentée sur place.

Arkose gédinnienne de Fépin (Massif de Rocroi, Ardennes) (Pl. X, fig. 40).

D'après J. Gosselet, qui en a donné une description dans *l'Ardenne*, l'arkose gédinnienne de Fépin est formée de gros grains arrondis de quartz hyalin, mélangés à des particules feldspathiques plus ou moins kaolinisées. Quelques types peu feldspathiques sont redevables d'une grande dureté à une imprégnation de silice. Mais à vrai dire, les variétés les plus dures sont plutôt des grès proprement dits que des arkoses. « Elles ont généralement une couleur verdâtre, produite par des particules phylliteuses de mica blanc (séricite) qui contournent les grains de quartz. Beaucoup de bancs d'arkose contiennent en abondance de gros cristaux de tourmaline, des microlithes de rutile et de

grandes paillettes de mica blanc[1] ». Des arkoses sont chloritifères (Dumont). Selon J. Gosselet, en se décomposant le feldspath de l'arkose engendre une argile très plastique.

L'arkose la plus typique de Fépin se résout en gros grains de quartz de taille variable, mesurant de 1 à 2 millimètres de diamètre et en une substance blanche, jaunâtre ou faiblement verdâtre, d'aspect kaolinique lorsqu'elle est pure.

La composition chimique d'un échantillon typique est la suivante :

SiO^2 (totale)	89.60
Al^2O^3	6.78
Fe^2O^3	0.72
CaO	traces
MgO	"
K^2O	1.32
Na^2O	0.96
TiO^2	traces
P^2O^5	"
CO^2	"
H^2O	1.30
TOTAL	100.68

Au microscope, le quartz réalise trois facies différents : 1° Il a gardé son caractère clastique, et, partant, ses contours primitifs, au sein d'une gangue d'importance fort accessoire; 2° Les éléments d'une même plage et rarement de toute une préparation ont subi un accroissement secondaire, lequel se manifeste par le moulage des grains les uns sur les autres, sans interposition de ciment (*a*). Il en résulte la formation d'une structure de quartzite typique, sans qu'on puisse distinguer la limite première des éléments; 3° Des grains, pourvus d'une frange, d'importance variable, de quartz secondaire dentelé ou chevelu, se rejoignent et se soudent quand ils sont très rapprochés.

Avec le quartz on trouve de la tourmaline, de la muscovite, l'une et l'autre exceptionnelles, et toujours à l'exclusion complète des feldspaths. Deux variétés de tourmaline sont représentées, l'une bleue et l'autre brune. Le quartz de filon est absent. Chaque préparation compte, en moyenne, un mor-

[1] J. GOSSELET, l'Ardenne (*Mém. Serv. carte géol. France*, 1888, p. 182 et 183).

ceau de quartzite dont la présence suffit pour démontrer, d'une part, que les matériaux de l'arkose ont été remaniés, et, d'autre part, que le massif de Revin était encore émergé à l'époque gédinnienne. Du zircon et de la tourmaline se rencontrent en inclusions dans un petit nombre de grains de quartz.

La matière d'aspect kaolinique, visible à l'œil nu, est concentrée en nombreux petits amas bien définis, de la taille des grains de quartz. Elle est encore répartie en traînées séparant les minéraux, et enfin, elle joue le rôle d'enduit par rapport aux grains de quartz. C'est elle, en somme, qui forme le ciment. Lors de son maximum de développement, la gangue tient une place très accessoire, et dès que l'accroissement secondaire du quartz est très prononcé, elle représente une fraction de la roche presque négligeable.

Suffisamment grossie, cette matière se montre formée de minuscules paillettes irrégulières, allongées ou non, dont les moins petites ont toutes le caractère d'une phyllite du groupe de la séricite, polarisant avec des couleurs vives de premier ordre; les autres revêtent une couleur ardoisée avec tous les passages aux premières, au fur et à mesure que la taille augmente. Vient-on à analyser la poudre obtenue en dissociant les éléments d'un amas visible à l'œil nu, on obtient des paillettes irrégulières de dimensions variables, et parmi elles de rares éléments à contours plus ou moins géométriques se rapportant à la kaolinite. En conséquence, le milieu paraît se résoudre en un fond de séricite enrichi de quelques éléments de kaolinite. La composition chimique de l'échantillon tend à confirmer ce diagnostic, du moins en ce qui concerne le rôle de la séricite. En l'absence des feldspaths, l'analyse fait supposer la présence d'une phyllite alumino-potassique et sodique qui serait une *séricite sodique*, ou encore l'existence de *séricite* typique très prédominante accompagnée de *paragonite*. Le microscope ne permet pas de se prononcer en parfaite connaissance de cause. Dans les arkoses où il est à peine discernable à l'œil nu, le ciment se résout en un complexe de très petits granules de quartz et de paillettes de phyllite (*c*).

Même dans le cas où les petits amas d'apparence kaolinique sont parfaitement définis sur la cassure, il ne semble pas possible d'y voir des feldspaths transformés sur place. Au microscope, leur individualité est beaucoup moins nette, et il est à peu près de règle qu'ils se prolongent sous forme de traînées entre les éléments voisins.

En somme, l'arkose de Fépin est, tantôt une arkose comparable au *grès*, en

ce que ses éléments n'ont pas subi d'accroissement secondaire, tantôt une *arkose-quartzite* sans ciment, formée de grains moulés les uns sur les autres, et tantôt une *arkose-quartzite à ciment*, c'est-à-dire caractérisée par un accroissement secondaire qui n'aboutit pas au moulage des grains les uns sur les autres. Les variétés qui comportent l'existence d'une gangue sont toutes sériciteuses, peut-être paragonitiques, et très faiblement kaoliniques.

Arkose triasique de Saint-Léger-du-Bois (Saône-et-Loire) (Pl. X, fig. 41). — Roche de couleur gris rosé, particulièrement cohérente et d'aspect cristallin, réalisant un type d'arkose de physionomie plutôt aberrante, de par l'absence de produits d'altération visibles. A la loupe et même à l'œil nu, on y reconnaît quantité d'éléments rosés de nature feldspathique. Des grains de quartz mesurent jusqu'à 4 millimètres; des feldspaths atteignent 5 et 6 millimètres. Sa composition chimique est la suivante :

SiO^2 (totale)	87.80
Al^2O^3	6.15
Fe^2O^3	0.55
CaO	traces
MgO	"
K^2O	4.09
Na^2O	0.33
TiO^2	traces
P^2O^5	"
CO^2	"
H^2O	0.50
TOTAL	99.47

Au microscope, cette arkose se résout en grains de quartz de toutes tailles (*a*) et nombreux feldspaths plongés dans une gangue de quartzite à grains très fins (*d*).

Quelques-uns des éléments de quartz ont une étiquette d'origine indiscutable. Ce sont des débris de quartz de filon, de quartz de première consolidation du type rhyolitique et, par exception, du quartz micropegmatitique. Tous les autres, c'est-à-dire la presque totalité, ne trahissent en rien leur histoire, sauf plusieurs individus pourvus d'inclusions de muscovite. Un morceau de quartzite remanié est à signaler.

Des centaines de feldspaths sont dispersés au milieu des grains de quartz. Exception faite pour un ou deux microclines par section, pas un seul feldspath n'est maclé. Les formes géométriques ne sont pas rares; quant aux clivages, ils sont très visibles ou non. Tous les intermédiaires s'observent entre les grands cristaux de plusieurs millimètres et les individus à facies de grands microlithes. Règle générale, ces feldspaths sont pétris de produits d'altération qui les teintent en gris sale. Aussi ressortent-ils avec une parfaite netteté du fond de quartz limpide, quand on examine les préparations en lumière blanche avec le condenseur fortement baissé. Les quelques individus déterminés se rapportent à l'orthose.

Au total, deux fragments de roches éruptives ont été observés; l'un est un microgranite et l'autre un porphyre feldspathique douteux. Des grains de zircon et de rares fragments de tourmaline figurent dans toutes les sections.

Les grains de quartz ont subi un accroissement secondaire tellement notable que des éléments ont presque doublé de volume. Aussi beaucoup d'entre eux ont-ils pu se rejoindre et s'agréger pour constituer des plages de quartzite. Le nourrissage s'est fait, soit par l'adjonction d'une couronne continue ou non (*a*), intérieurement bien délimitée, et d'épaisseur uniforme, qui ne change pas la silhouette des grains, soit par une auréole très irrégulière, dentelée sur ses bords et intimement soudée au ciment.

D'importance très variable et parfois très développée, la gangue se compose de quartz en grains très petits, réalisant partout une structure de quartzite très typique (*d*). Il arrive souvent que le ciment se différencie autour des quartz et feldspaths, sous la forme d'une couronne de granules cristallisés en éventails, disposés normalement à la surface des éléments (*b*). En lumière blanche, le ciment quartzeux revêt par endroits un aspect concrétionné souligné par une teinte grise (*c*). C'est évidemment la trace d'une ancienne structure concrétionnée et d'une composition aujourd'hui disparue. De pareils vestiges n'ont qu'une individualité morphologique, car entre les nicols croisés ils cessent d'être visibles. Sans doute, le ciment a-t-il été formé d'opale, de calcédonite ou de quartzine avant de réaliser ses caractères actuels. L'espacement de beaucoup de grains de quartz implique, d'ailleurs, l'existence d'un ciment primordial dont la gangue de quartzite a pris la place.

Tous les produits d'altération des feldspaths sont amorphes et l'existence de matières kaoliniques est des plus incertaine. La séricite est une rareté.

L'arkose triasique de Saint-Léger-du-Bois est une *arkose-quartzite feldspathique à ciment de quartzite.*

Conclusions. — Par la dimension de leurs minéraux, les arkoses constituent un terme de transition entre les poudingues à petits éléments et les grès proprement dits, mais avec des affinités beaucoup plus grandes pour les grès que pour les poudingues.

Limitée à un nombre très restreint d'échantillons, la présente étude fait ressortir une grande diversité de caractères dans les roches groupées sous le même nom. Autant de types analysés, autant de variétés distinctes. A coup sûr, l'étude de toutes les arkoses de France mettrait-elle en évidence l'existence de variations beaucoup plus nombreuses.

Les différences observées au microscope tiennent avant tout aux multiples manières d'être du quartz : grains détritiques sans accroissement secondaire, rares en moyenne; quartz dont le développement secondaire aboutit à une structure de quartzite typique, sans qu'on puisse séparer le plus souvent ce qui est primordial de ce qui est ajouté; grains de quartz libres avec nourrissage très appréciable et parfois de grande importance; grains pourvus d'une frange de quartz chevelu et, enfin, éléments revêtus d'une auréole irrégulière fondue avec la gangue.

Les arkoses sont généralement feldspathiques, et elles le sont par l'orthose, très rarement accompagnée de feldspaths plagioclases. Presque toutes renferment du quartz de filon, et toutes, des minéraux rares empruntés à la famille du granite. Des fragments de roches éruptives y sont parfois inclus.

L'absence de restes organiques est une règle absolue.

Le ciment accuse, lui aussi, de notables différences d'un type à l'autre, voire même aux divers points d'une seule coupe. Limitée à trois variétés seulement, l'analyse y décèle la présence du quartz secondaire, de la séricite, de la paragonite et de la kaolinite.

Des différentes données réunies, on peut conclure qu'il existe des arkoses à ciment, lesquelles sont de beaucoup les plus répandues, et des arkoses dépourvues de gangue, par suite du moulage des grains de quartz les uns sur les autres. Somme toute, du point de vue de la structure, il y a lieu de répartir en trois catégories les arkoses étudiées :

1. Arkoses à ciment dont les grains de quartz sont dépourvus d'accroisse-

ment secondaire. Elles forment le pendant des grès proprement dits, ce qui est une raison de les appeler *arkoses-grès.*

2. Arkoses à ciment, caractérisées par un nourrissage secondaire du quartz détritique, que je désigne sous le nom d'*arkoses-quartzites à ciment,* correspondant aux quartzites à ciment.

3. Arkoses dépourvues de gangue, dont je fais l'équivalent des quartzites proprement dits. Ce sont des *arkoses-quartzites typiques.*

Classées d'après leur composition, telle qu'elle ressort des précédentes descriptions, les arkoses se répartissent au moins en trois groupes : *arkoses feldspathiques, arkoses sériciteuses* et *arkoses paragonitiques.*

Contre toute attente, la kaolinite est loin de jouer un rôle important dans la constitution des arkoses. Sans doute faut-il escompter la découverte possible avec le temps d'arkoses kaoliniques proprement dites et peut-être d'arkoses argileuses. Quoi qu'il en soit, en l'état de nos connaissances, ce minéral ne joue qu'un rôle très effacé et des recherches persévérantes sont nécessaires pour en déceler la présence. Il est de plus en plus évident que le phénomène dit, « de la kaolinisation », engendre le plus souvent tout autre chose que du kaolin; dans l'espèce, il donne surtout naissance à de la séricite et à de la paragonite, sans parler du quartz.

Tous les échantillons passés en revue procèdent en droite ligne de la famille de la granulite, et, comme il était à prévoir, ils résultent du remaniement d'arènes et jamais de leur consolidation sur place.

Il n'échappe pas que les métamorphoses subies par les arkoses dépassent en intensité et variété ce qu'on pouvait imaginer dès l'abord. Qu'elles rappellent beaucoup celles des grès dont il a été question, c'est l'évidence même.

La documentation réunie sur ce groupe est par trop insuffisante pour qu'on puisse différencier aujourd'hui les arkoses marines des types lagunaires ou lacustres, si tant est que pareille distinction soit jamais possible.

Diagnostic. — A l'œil nu, les types dont le ciment est formé de phyllites potassiques ou sodiques confondues avec le kaolin se définissent comme arkoses sans la moindre hésitation. A eux seuls, ils sont incomparablement plus répandus que tous les autres réunis. Quant aux variétés riches en feld-

spaths dont on ne voit pas les produits d'altération, elles prêtent à confusion. Ce sont les granites régénérés des anciens auteurs, en général caractérisés à l'œil nu par deux éléments, du quartz très prépondérant et de l'orthose, à l'exclusion des micas, et qu'il est nécessaire d'analyser en coupes minces pour les identifier en toute certitude. Il ne faut pas oublier que la nature sédimentaire de ces arkoses très feldspathiques, observés en place, ne fait pas question.

E. Grès glauconifères.

(Syn. *Grès glauconieux, pars.*)

(Pl. I, fig. 5 et 6, pl. II, fig. 9.)

Tandis que les grès à ciment glauconieux revêtent le caractère de curiosités dans la série sédimentaire, tant ils sont rares, les grès caractérisés par la présence de la glauconie en grains témoignent d'une certaine fréquence. Toutefois, ce minéral est loin d'avoir une diffusion comparable à celle des feldspaths dans la famille des grès. En France, pas un seul grès paléozoïque n'est glauconifère, et n'étaient de rares exceptions pour le Callovien qu'il en serait de même pour les grès jurassiques. A partir de l'Infracrétacé on connaît d'importants représentants du groupe, et encore sont-ils très peu répandus. Mais à dater du Tertiaire, les grès glauconifères se multiplient.

La glauconie réalise de beaucoup son maximum de fréquence dans les grès à ciment siliceux; elle est beaucoup moins développée dans les grès à gangue calcaire, où elle abonde accidentellement (grès aptiens du Boulonnais). Si j'en juge par mes observations personnelles, elle fait défaut dans les grès argileux.

C'est également dans les grès à gangue siliceuse que la glauconie présente les caractères les plus variés. Ce minéral affecte généralement la forme de grains clastiques ou engendrés sur place; il prend part à la fossilisation des spicules d'Éponges des grès à ciment d'opale et de calcédonite; il incruste des minéraux détritiques (quartz et feldspaths), et il joue en quelque sorte le rôle de pigment par rapport à certains ciments de silice amorphe, et exceptionnellement, de phosphate de chaux (grès phosphatés, p. 190).

En conséquence, la glauconie intervient dans une certaine mesure à la façon des feldspaths, dans la composition de grès de types variés, et, sauf dans le cas

très rare où elle joue le rôle de ciment, elle caractérise des variétés de grès à ciment siliceux ou calcaire. En ce qui concerne les grès à gangue siliceuse, il y aura lieu de distinguer des *quartzites* (très rares), des *quartzites-grès*, des *grès-quartzites* et des *grès glauconifères*.

Quand on dit aujourd'hui qu'un grès est glauconieux on ne sait pas s'il l'est par la gangue ou par des grains. Pour mettre fin à cette indécision, on peut recourir à deux qualificatifs différents : glauconieux et glauconifère [1], et appeler :

Grès glauconieux, les grès à ciment de glauconie;
Grès glauconifères, les grès à grains de glauconie.

Il faut s'attendre à ce que dans la pratique la nuance ne soit pas faite, le terme glauconieux gardant son ancienne acception compréhensive.

F. Grès-tuffeaux.

(Pl. II, fig. 7 et 8; pl. III, fig. 11 et 12.)

Le vocable tuffeau, dont les anciens géologues ont fait un emploi abusif, a servi à désigner des craies grossières (craie de Maëstricht), des craies grossières siliceuses (tuffeau de Touraine), et enfin des roches siliceuses (tuffeau des géologues du Nord et de la Belgique).

D'Omalius d'Halloy définit d'abord le tuffeau « un calcaire plus ou moins friable, d'une texture grenue passant à la texture grossière, non écrivant, ordinairement jaunâtre, quelquefois jaune verdâtre » [2]. Plus tard, il employa ce terme pour désigner une roche exploitée à Lincent (Belgique), « qui résiste au feu, propriété qu'elle doit sans doute à la texture poreuse et à la silice qui accompagne le carbonate calcique; elle est ordinairement jaunâtre, mais elle est quelquefois mélangée de chlorite » [3].

Pour Dumont, le tuffeau siliceux est synonyme de *psammite glauconifère* (grès quartzeux argilifère), *macigno glauconifère* (grès argilo-calcarifère),

[1] Déjà employé par d'anciens auteurs (Dumont, etc.).
[2] J.-J d'Omalius d'Halloy, Abrégé de géologie, 7e éd., 1862, p. 186.
[3] *Ibid.*, Précis élémentaire de géologie, 1868, p. 540-541.

macigno simple, *argilite* simple (argile durcie et cimentée par de l'hydrate de silice), *argilite glauconifère* [1].

Gosselet le définit : « grès à grains fins, argileux, souvent calcaire, toujours coloré en vert ou en gris par de la glauconie » [2].

Les géologues du Nord appliquent le terme tuffeau à toutes les roches cohérentes subordonnées aux sables glauconieux du Landénien inférieur (Thanétien) et de l'Yprésien.

Ainsi que je l'ai établi naguère, le groupe des tuffeaux siliceux est un complexe réunissant des *grès* et des *gaizes* [3]. Tous les grès-tuffeaux actuellement connus se répartissent en deux espèces : *grès opalifère* (p. 127) et *grès calcédonieux* (p. 131). Ce sont des grès renfermant invariablement des restes organiques et de la glauconie. Tous peuvent donc être qualifiés de *glauconifères*.

G. Grès titanifères.

(Pl. XI, fig. 42.)

Les grès titanifères n'ont été signalés en France qu'en un seul point, dans le Sparnacien de la vallée de l'Orge (Seine-et-Oise), où Léon Janet les a reconnus en 1904 [4]. Depuis cette époque, j'ai observé d'autres grès, également chargés d'acide titanique, dans le Tertiaire parisien.

Je me bornerai à analyser ici la roche du Breuillet. Sa nature a été, de tout temps, méconnue. D'abord classée comme calcaire siliceux, elle a été plus tard définie par M. G. Dollfus : « pâte calcareuse, jaunâtre, grumeleuse, avec grains de quartz, sorte d'arkose » [5]. L. Janet en a fait un « grès à grain irrégulier et à ciment siliceux » [6], ou encore un « grès titanifère » [7]. C'est une roche jaune ou rouge aux affleurements, bleue dans les forages, formant une masse de puissance irrégulière, atteignant, d'après L. Janet, quelques mètres

[1] A. Dumont, Mémoires sur les terrains crétacés et tertiaires préparés par feu —, édités par M. Mourlon, vol. II, part. 1, 1878, p. 1.

[2] J. Gosselet, Esquisse géologique du Nord de la France. Terrains tertiaires, 1883, p. 280.

[3] L. Cayeux, Contribution, etc., p. 116-154.

[4] Léon Janet, Note sur la position stratigraphique, la nature et le mode de formation de la roche du Breuillet (*B. S. G. Fr.*, 4e S., t. III, 1904, p. 622-628).

[5] G. Dollfus, Notice de la feuille de Melun, 2e éd., 1895.

[6] L. Janet, *op. cit.*, p. 626.

[7] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 628.

dans la vallée de l'Orge. Sa composition chimique est fixée par les deux analyses suivantes, publiées par L. Janet :

	I.	II.
Silice	95.55	94.20
Acide titanique	1.82	3.25
Potasse et soude	0.27	0.13
Chaux	traces	traces
Magnésie	0.39	0.91
Alumine	0.82	2.13
Oxyde de fer	0.47	0.46
Totaux	99.32	101.08

L'analyse de l'un de mes échantillons n'a donné que 0.4 p. 100 d'anhydride titanique, ce qui peut tenir à la répartition irrégulière du titane et au faible développement de la gangue. On voit que la chaux, dont on avait fait la caractéristique du dépôt, est presque absente. Elle l'est complètement dans certains fragments.

Au microscope, le grès du Breuillet se montre formé de grains de quartz très anguleux, parfois tellement irréguliers qu'on se demande comment ils ont pu rester intacts avec des apophyses extrêmement fragiles. Les grains diffèrent tellement de taille dans une même plage qu'aucun classement n'est visible. Les plus gros mesurent 2 millimètres et même davantage. Leur diamètre peut être au moins 200 fois plus grand que celui des petits. Ce sont des éléments en majorité simples et des agrégats d'origine filonienne. Il en est parmi les premiers qui renferment des inclusions de tourmaline en bâtonnets et en grains, et de rutile en aiguilles. La plupart sont dépourvus d'accroissement secondaire; les autres possèdent une auréole complète ou non, d'épaisseur réduite, en général, et dentelée sur ses bords. Quelques grains de zircon et de tourmaline se rencontrent à l'état libre. On remarquera tout spécialement l'absence de grains et cristaux de rutile susceptibles d'expliquer par leur nombre et leur concentration la teneur très élevée du dépôt en acide titanique.

De nature siliceuse, comme l'a reconnu L. Janet, la gangue se résout en granules de quartz moulés les uns sur les autres, tellement petits qu'il est impossible de les délimiter entre les nicols croisés. Ce fond de quartz microgrenu emprisonne une sorte de poudre jaune d'or, formée d'une quantité de

minuscules granules accompagnés d'une très faible proportion d'aiguilles de rutile simples, très courtes, et de macles résultant du groupement de tout petits microlithes. Avec ces inclusions on trouve, ou non, une matière probablement argileuse et ferrugineuse, de couleur gris jaune, développée en ponctuations, généralement groupée en taches. Toutes ces inclusions réunies communiquent au ciment un aspect trouble, nuageux, souvent très prononcé.

L'oxyde de titane, dont on a signalé la présence sans fixer sa manière d'être et ses conditions de gisement, présente dans sa distribution une particularité d'importance. Il figure, en effet, dans la plupart des auréoles secondaires du quartz, avec le même degré de fréquence que dans la gangue voisine. Si bien que les grains de quartz qui ont gardé leurs contours originels se détachent du fond comme des corps étrangers et que les autres sont pourvus d'une zone chargée de titane servant de passage au ciment. De prime abord, deux explications sont possibles. Ou bien le rutile s'est développé *in situ*, pendant la période d'élaboration de la gangue, ou bien les inclusions de rutile ont été amenées, telles que nous les voyons aujourd'hui, avec la boue d'où est sortie la gangue actuelle, auquel cas l'auréole secondaire du quartz les a englobées lors de son développement. Plusieurs arguments paraissent militer en faveur de la première :

1. On ne connaît pour le moment aucune formation éruptive ou métamorphique dont le rutile réalise le faciès en question, et qui puisse fournir par désagrégation, décomposition et remaniement, les éléments de rutile du grès.

2. Le rutile, signalé à l'état d'inclusions dans les grains de quartz, est tout différent de celui du ciment et des auréoles.

3. Lorsque le rutile capillaire des schistes métamorphiques est remanié, il l'est avec les minéraux qui l'enclavent, ce qui n'est jamais le cas pour le rutile en granulations du grès.

4. Enfin, la distribution des inclusions et leur concentration en taches défient toute interprétation si le minéral n'a pas été engendré *in situ*.

Pour conclure, le rutile de la roche du Breuillet ne serait pas un rutile clastique mais un rutile secondaire, probablement développé au moment de la cristallisation de la gangue. Il n'est pas absolument certain que telle est la vérité.

L. Janet a émis l'opinion que la cimentation du sédiment, commencée à l'époque sparnacienne, peu après le dépôt du sable, aurait vraisemblablement continué jusqu'à nos jours[1]. Des galets de ces mêmes grès, trouvés par Munier-Chalmas dans le cordon de base du Lutétien, démontrent clairement que leur consolidation est antérieure à l'Éocène moyen.

Du point de vue de l'origine première des matériaux, il faut opposer à la rareté des grains de quartz se réclamant du granite, en toute certitude, le grand nombre d'éléments très limpides, dépourvus d'inclusions, et surtout la présence de grains de quartz renfermant du rutile et de la tourmaline, lesquels ne laissent pas de doute sur l'intervention prépondérante des roches métamorphiques dans la genèse des éléments des grès. Par ailleurs, l'absence absolue de classement des grains et, plus encore, les grandes différences de volume des éléments prouvent à l'évidence que le grès du Breuillet dérive d'un sable fluviatile.

De tout cela on peut conclure que le grès du Breuillet est un *grès-quartzite titanifère à ciment, d'origine fluviatile,* dont les matériaux ont été fournis en grande majorité par des roches métamorphiques, entrecoupées de filons de quartz.

Les grès titanifères d'un autre âge, auxquels j'ai fait allusion, donnent lieu aux mêmes constatations, et ce sont également des grès d'origine fluviatile[2].

H. Grès houillers.

Les grès, qui tirent leur détermination spécifique du charbon auquel ils sont associés, ne forment pas nécessairement un groupe homogène, reconnais-

[1] L. Janet, *op. cit.*, p. 628.

[2] Il existe en Allemagne des grès, également tertiaires, connus sous le nom de «Findlingsquartzite», qui témoignent d'une singulière analogie avec les grès du Breuillet, en ce qu'ils présentent les mêmes faits, mais avec une plus grande netteté, pour ce qui concerne l'anhydride titanique. Eux aussi montrent souvent sur la cassure des taches jaunes de nature inconnue [Dr Otto Lange, Ueber Silikatsteine für Martinofen (*Stahl und Eisen*, 32e an., 1912, n° 42, p. 1731)]. On y observe dans la gangue du rutile en granules, globules et éléments capillaires très courts et prédominants. Ceux ci, rarement maclés, montrent la macle en genou, suivant $b^{1/2}$ (112), c'est-à-dire avec un angle de 114° 26, et la macle en cœur, suivant $b^{1/3}$ (332) avec un angle de 54° 44, en l'absence absolue de grilles. Ces éléments, très inégalement répartis comme dans le grès du

sable en dehors du milieu qui lui a donné naissance. Tout au contraire, ils engendrent par leur réunion un complexe infiniment varié, que rien de particulier ne signale lorsqu'un peu de matière charbonneuse ne lui est pas associé, ce qui est plutôt le cas général. Cette diversité était à prévoir, dès l'instant que la houille a pris naissance dans des bassins soumis à des conditions extrêmement différentes. Les grès houillers de France n'en sont pas moins dignes d'intérêt, surtout lorsqu'on les définit en fonction de leur âge, et qu'on met en parallèle les grès westphaliens du bassin houiller franco-belge avec les grès stéphaniens du Massif Central.

a. Grès westphaliens.

(Pl. XI, fig. 43-45 et Pl. XII, fig. 46.)

Les grès du bassin houiller franco-belge sont des grès à grain moyen, de couleur claire, toujours plus ou moins micacés, dont les matériaux se groupent confusément ou s'ordonnent en lits parallèles pour constituer une variété très micacée, réalisant dans la perfection le type psammite. Abstraction faite des lamelles de mica, les grès houillers du Westphalien ont un aspect plutôt terne qui fait supposer la présence de la matière argileuse.

Malgré l'air de famille qui les apparente tous, de la façon la plus évidente, les échantillons sont bien loin de se ramener à un seul type qu'il suffise de définir pour donner une idée exacte de l'ensemble. On y peut distinguer une série de termes passant les uns aux autres et tellement différents dans leurs représentants extrêmes que les roches qui en font partie cessent de rentrer dans le groupe des grès. C'est ce que démontre clairement une très importante collection d'échantillons prélevés méthodiquement dans les charbonnages du Nord de Charleroi et du Borinage[1].

Breuillet, sont concentrés en petits amas correspondant à des taches jaunes visibles sur les cassures; ils peuvent être nombreux au point de masquer presque complètement le fond quartzeux sous le microscope. Ces concentrations, situées dans l'épaisseur même du quartz du ciment, empiètent également sur les auréoles secondaires des grains de quartz.

Lesdits grès sont particulièrement appréciés pour la fabrication des briques siliceuses réfractaires. C'est leur étude et leur comparaison avec la roche brièvement analysée par L. Janet qui m'ont fait recommander le grès du Breuillet aux usines du Creusot pendant la guerre, comme susceptible de remplacer très avantageusement les matériaux à l'essai pour le même usage.

[1] J'en suis redevable à mon ami, M. Jules Cornet, professeur à l'École des Mines de Mons et à MM. F.-F. Mathieu et F. Racheneur, ingénieurs. C'est également par l'intermédiaire de M. Cornet que j'ai pu obtenir du major Stevens une série d'échantillons du bassin de la Campine.

Au lieu d'analyser un à un les éléments de cette série, je crois préférable de fixer immédiatement les traits synthétiques de tout le groupe.

Caractères synthétiques des grès houillers westphaliens. — Ils renferment des grains de quartz anguleux, simples (fig. 43-46, *a*), rarement composés, et trahissant alors une origine filonienne. Dans un échantillon donné les variations de taille sont plutôt restreintes. Elles sont, au contraire, assez étendues d'un type à l'autre, sans jamais se rapprocher, et tant s'en faut, de la limite supérieure assignée aux éléments des grès. On peut dire que le type moyen est un grès dont les éléments mesurent seulement quelques dixièmes de millimètre. Les grains de 0 mm. 15 et 0 mm. 20 sont particulièrement répandus.

Des dimensions relativement uniformes des grains dans chaque échantillon il résulte que les grès lagunaires du bassin houiller franco-belge ont les plus grandes affinités avec les grès marins, et qu'ils diffèrent radicalement des grès engendrés par la consolidation des sables fluviatiles.

Le degré d'écartement des éléments est un facteur de premier ordre pour la constitution des grès houillers. Sont-ils nombreux et presque juxtaposés, un accroissement secondaire les met en contact, les soude et engendre un petit noyau de quartzite, réduit à quelques grains (fig. 43, *b*), parfois toute une plage, mais jamais, à ma connaissance, une structure de quartzite généralisée à une coupe mince entière. L'espacement des grains est-il très appréciable ou grand, le nourrissage ne s'en produit pas moins dans la presque totalité des cas, mais alors le résultat est un élément de quartz libre, festonné ou chevelu sur les bords, quelle que soit la nature du ciment. Le développement secondaire du quartz s'observe aussi bien dans un grès à gangue argileuse que dans un grès à ciment siliceux. Bref, c'est un phénomène qui s'est manifesté à une grande échelle, à telle enseigne qu'il n'est pas un seul grès westphalien étudié qui soit un grès vraiment typique, c'est-à-dire dépourvu de toute trace d'accroissement de son quartz clastique.

Chaque coupe mince contient des feldspaths, lesquels sont tout au plus clairsemés ou rares. Ce sont des orthoses et surtout des plagioclases (fig. 3, *c*). Quelques-uns sont restés très frais. La proportion de ces minéraux n'est jamais assez forte pour que les grès westphaliens puissent être qualifiés de feldspathiques.

Le mica blanc existe toujours, mais avec un degré de fréquence très

variable (fig. 44 et 45, *b*). Il abonde dans certains grès, réalisant ou non le type psammite, sans jamais être assez concentré pour former des lits continus.

Pauvrement représentée en moyenne, la biotite manque dans la plupart des sections. Les autres en montrent une ou plusieurs lamelles, parfois complètement décolorées et le plus souvent en voie de chloritisation. Le passage, maintes fois observé, du mica noir à la chlorite fait supposer que cette phyllite, en lamelles exemptes de témoins micacés, est toujours un élément secondaire. Elle est rare, mais elle l'est beaucoup moins que la biotite.

Les autres minéraux à mentionner (tourmaline, zircon, etc.) jouent invariablement un rôle négligeable.

Il n'en va pas de même pour les fragments de roches remaniées qu'on observe, soit comme éléments accidentels, soit comme débris comptant des dizaines de représentants dans une préparation, ce qui, je dois le dire, est l'exception. Beaucoup de sections minces n'en fournissent pas la moindre trace. Ce sont des morceaux de quartzites typiques, bien individualisés, qu'il est impossible de confondre avec une différenciation du ciment, de quartzites phylliteux, de schistes micacés, etc., c'est-à-dire le plus souvent des roches aux éléments orientés, d'origine métamorphique. Les débris de roches largement cristallisées et granitoïdes, composées de quartz et de mica, par exemple, fournissent, par rapport à l'ensemble, une contribution qui doit être tenue pour très faible.

Le charbon intervient dans la composition d'un petit nombre d'échantillons de grès à l'état de grains irréguliers, anguleux, de petits amas, de traînées discontinues, de lames généralement simples ou bifurquées, de filets distincts se rapprochant pour se souder et se séparer plus loin (fig. 44 et 45, *c*). Par exception, ces lames se multiplient beaucoup et soulignent les plans de stratification de grès psammitiques. Il est de règle absolue que la matière charbonneuse en question ne montre aucune trace de retrait *in situ*.

On ne peut que s'étonner de constater l'absence du plus petit fragment de calcaire carbonifère, et surtout de « phtanite ». Aucune trace organique de nature animale n'a pu être relevée. De loin en loin, on rencontre un débris végétal, parfait de conservation, et ne témoignant d'aucune déformation des cellules, bien que gisant en milieu gréseux.

Les matériaux qui viennent d'être passés en revue sont la source d'un nombre très limité de variations. Ce n'est point le cas pour la gangue qui,

sans représenter la partie fondamentale du grès westphalien, est pourtant susceptible de le diversifier presque à l'infini. Quatre éléments essentiels composent le ciment. L'un quelconque d'entre eux peut être assez développé pour former à lui seul presque toute la gangue d'un échantillon. De là, l'existence de quatre types extrêmes, dans lesquels il y a lieu de voir des exceptions. Entre ces termes limites s'échelonnent une foule de combinaisons de deux, souvent trois, et rarement quatre éléments.

En première ligne, il faut citer une matière argileuse, de grande diffusion, toujours pareille à celle que j'ai brièvement décrite en étudiant les grès argileux (p. 174), (fig. 44 et 45, *e;* fig. 46, *b*). Il n'est pas probable qu'un seul spécimen de grès westphalien en soit dépourvu. L'analyse de onze échantillons différents accuse de 7.26 à 16.91 p. 100 d'alumine (p. 227), proportion à rapporter en presque totalité à l'argile. On peut donc dire que les grès westphaliens sont tous argileux et qu'ils le sont à un degré élevé. Suivant le cas général, cette substance ne se prête jamais à un diagnostic précis.

Vient ensuite le quartz (fig. 43, *d*), tout entier secondaire, en minuscules granules, engendrant de petites mosaïques plus ou moins indépendantes et ne constituant jamais la gangue à elle seule.

Un troisième élément, incomparablement moins répandu que les précédents, et très inégalement distribué, doit être rapporté selon toute probabilité à la sidérite (fig. 44 et 45, *d*). En coupe mince, la matière est teintée en gris terreux, gris parfois nuancé de brun chamois très clair, ou franchement brunâtre; elle possède une texture extrêmement compacte et n'exerce d'action bien nette sur la lumière polarisée que dans les parties taillées en biseau ou sur le bord des préparations. On reconnaît alors une structure grenue très fine, souvent cryptocristalline, et les teintes vives des carbonates. Plus cet élément est répandu et plus la teneur en oxyde de fer est élevée. Par ses manières d'être, ce minéral se comporte, tantôt comme un élément détritique, et tantôt comme un élément secondaire appartenant en propre au ciment. A lui seul, dans un grès à gangue d'argile ou de quartz, il forme de tous petits amas, des traînées, des plages entières à contours irréguliers, d'où les minéraux sont exclus, ce qui indique bien une concentration originelle, résultant d'une préparation mécanique. Lorsque les éléments constituants sont orientés, la sidérite en question participe à la stratification générale. En tant que minéral appartenant en propre au ciment, on la voit s'insinuer entre les grains de quartz, à la façon d'une substance plastique. Très fré-

quemment la sidérite est intimement associée à la matière argileuse, tantôt formant le fond de la gangue, tantôt reléguée au second rang. C'est alors qu'elle donne nettement l'impression d'avoir subi une corrosion et d'être en régression dans le milieu. Dans toutes ses façons d'être, elle imprime par sa présence une physionomie spéciale aux sections minces de nombreux grès westphaliens

Le quatrième élément à mentionner n'est autre que la dolomite. Des grès houillers du bassin franco-belge sont franchement dolomitiques. Tous ceux qui ont été analysés sont magnésiens (p. 227) avec des teneurs comprises entre 1.01 et 1.81. Un échantillon l'est au point que le carbonate double de chaux et de magnésie y est non moins développé que la silice totale. (Voir l'analyse d'un grès de Hornu et Wasmes, n° VII.) Au microscope, les minéraux clastiques sont reliés par une gangue presque incolore, très faiblement jaunâtre, qui se résout entre les nicols croisés en grains très irréguliers, d'une seule orientation optique, moulés les uns sur les autres et de taille à peu près égale à celle des grains de quartz. Lors de son maximum de développement, cette dolomite forme un milieu continu isolant tous les minéraux. Nulle part on n'observe la moindre tendance à former des cristaux. N'était la légère coloration des grains que rien ne ferait pressentir l'existence d'un carbonate autre que la calcite. C'est une exception de plus à la règle d'autrefois, qui attribuait à tort une forme rhomboédrique à tous les éléments de dolomite.

Parmi les nombreux spécimens analysés, il ne s'en est trouvé qu'un seul pourvu d'une gangue exclusivement dolomitique. Il s'agit, au fond, d'une roche qu'on peut indifféremment rattacher aux grès et aux dolomies quartzeuses. D'autres, qui sont plus ou moins dolomitiques, font une place au quartz secondaire, à l'argile et à la sidérite. La plupart ne montrent aucune trace de dolomite dans les coupes minces, ce qui ne veut pas dire qu'ils en soient dépourvus. En fait, tous les échantillons soumis à l'analyse chimique se sont révélés tant soit peu magnésiens.

En revanche, des grès manquent complètement de chaux; d'autres n'en renferment que des traces, si bien que la présence d'une petite proportion de magnésie n'implique pas nécessairement la présence de la dolomite. Il ne faut pas oublier que le peu de mica noir signalé suffit pour rendre les grès tant soit peu magnésiens.

On peut constater, d'après le tableau d'analyses suivant, que les alcalis ne manquent jamais. La majeure partie en doit être rapportée aux phyllites.

COMPOSITION CHIMIQUE DES GRÈS HOUILLERS DU BASSIN FRANCO-BELGE [1].

ÉLÉMENTS.	I.	II.	III.	IV.	V.	V.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.
SiO^2 (totale)	63.35	71.85	70.80	69.35	74.45	83.95	40.35	75.00	68.05	64.15	52.77
Al^2O^3	16.91	14.99	11.44	13.03	10.83	7.26	7.43	9.75	13.07	19.00	13.51
Fe^2O^3	6.14	3.51	6.38	5.42	4.62	2.79	3.27	5.50	5.58	4.42	15.32
CaO	0.55	//	traces	traces	0.35	//	12.00	0.35	0.50	0.35	0.60
MgO	1.81	1,28	1.75	1.75	1.30	1.01	10.28	1.62	1.70	1.64	2.09
K^2O	2.31	1.66	1.26	1.48	1.51	0.69	0.93	0.98	2.04	2.75	2.00
Na^2O	0.74	0.70	0.83	1.17	1.07	0.61	0.54	0.94	1.48	0.50	0.74
TiO^2	0.60	0.40	0.60	0.60	0.50	0.20	0.30	0.20	0.50	0.80	0.50
P^2O^5	0.10	0.09	0.11	0.10	traces	//	//	0.10	0.08	0.15	0.12
CO^2	//	//	//	//	//	//	17.80	//	//	//	//
H^2O	7.15	5.35	6.50	6.70	4.95	3.35	6.75	5.60	6.15	6.70	12.00
TOTAUX	99.66	99.83	99.67	99.65	99.58	99.86	99.65	100.04	99.15	100.46	99.65

I. Grès du Nord de Charleroi (puits 2 et 3). — II. *Idem* (puits 4; Belle Veine). — III. *Idem* (puits 6). — IV. Grès de Hornu et Wasmes (puits 7). — V, VI et VII. Grès de Hornu et Wasmes (puits 4). — VIII. *Idem* (puits 7, grande Veine). — IX. Grès de Grand Hornu (puits 7). — X. Nord de Charleroi (puits 2, 3). — XI. Grand Bouillon (puits 1).

En tenant compte des manières d'être du quartz, on peut distinguer dans la série des grès westphaliens, des *grès-quartzites*, des *quartzites-grès* et des *quartzites* proprement dits. Le vocable quartzite s'applique ici à des roches dont les grains de quartz sont moulés les uns sur les autres, et le plus souvent libres dans une gangue quelconque. Beaucoup d'échantillons sont, en effet, quartzitiques par une mosaïque de grains clastiques, nourris et soudés, et surtout par des grains trop écartés pour se mouler les uns sur les autres après accroissement secondaire. Tous les types observés se réclamant des roches à gangue, les éléments dominants du ciment doivent être mis en évidence par un qualificatif destiné à compléter la détermination du grès. On peut distinguer des *quartzites-grès argileux*, des *quartzites-grès quartzeux*, des *quartzites-grès argilo-quartzeux*, des *quartzites-grès dolomitiques*, des *quartzites-grès argilo-dolomitiques*, des *quartzites-grès sidéritiques*, etc.

Il y a, parmi ces grès, maintes variétés micacées et qui réalisent dans la perfection le type *psammite*, par suite de la concentration en plans distincts des lamelles de muscovite.

[1] L'auteur fait toutes réserves quant à l'absence d'acide carbonique dans la presque totalité des échantillons analysés.

En réalité, on fait rentrer dans le complexe des grès houillers des roches qui en doivent être séparées; tel est le cas pour de soi-disant grès à base d'argile. Vu leur cohérence d'ailleurs trompeuse, on ne peut songer à les appeler des argiles quartzeuses. Le terme *argilite* conviendrait sans réserve, s'il n'avait été appliqué en Belgique à des dépôts essentiellement composés de silice monoréfringente et non d'argile (Ex. argilite de Piélon). Ce terme étant périmé aujourd'hui, il n'y a pas d'inconvénient, je pense, à l'introduire dans la nomenclature, avec une nouvelle acception, la seule qu'il soit logique de lui donner, c'est-à-dire *d'argile durcie.*

Un type aberrant de grès se signale par l'alternance de parties gréseuses et de concentrations argileuses, soit par l'association intime de deux roches différentes. On peut les appeler *grès-argilites,* roches qui font pendant aux *quartzophyllades.*

Pour conclure, les grès houillers westphaliens tirent leur caractéristique fondamentale de la présence constante de la matière argileuse, de la diffusion de la dolomite et de l'existence, en proportion souvent élevée, du carbonate de fer. Ces matériaux réunis leur assurent un facies absolument unique pour le moment dans la série des grès[1].

Remarques sur les grès houillers dolomitiques. — La présence de grès dolomitiques et de termes de transition aux dolomies proprement dites dans une formation franchement lagunaire, admettant, il est vrai, quelques intercalations accidentelles de calcaire marin, mérite d'être soulignée. Du point de vue génétique, on ne peut faire intervenir, ni les organismes marins connus pour concentrer la magnésie, ni des phénomènes d'évaporation lagunaire. Le problème de la dolomie, que l'on sait fort complexe et susceptible de multiples solutions, est redevable aux grès houillers westphaliens d'une inconnue de plus, car on ne sait pas du tout quelles peuvent être les conditions favorables au développement de la dolomie dans un milieu non marin comme le bassin houiller franco-belge.

[1] Les quelques échantillons de grès provenant des charbonnages André Dumont, en Campine, qui m'ont été procurés par le major Stevens, se répartissent en *grès-quartzites*, et surtout *quartzites-grès.* Leur ciment est très argileux; quartzeux et argileux; quartzeux, calcarifère et argileux; et calcaréo-argileux avec un peu de sidérite. Tous sont un peu feldspathiques et passablement micacés, et il arrive que le mica noir altéré fasse cortège à la muscovite prédominante. Somme toute, leur facies, au microscope, rappelle beaucoup celui des grès du bassin franco-belge.

Diffusion du carbonate de fer. — On notera également qu'il y a en puissance dans ces grès les éléments d'un gisement de minerai de fer de grande importance qui ont échappé jusqu'ici à nos investigations. De ce que les rognons de fer carbonaté sont plutôt rares dans le Houiller franco-belge, alors que la sidérite a pu se concentrer en lits dans les bassins houillers d'Angleterre, il ne s'ensuit pas que les milieux générateurs étaient très dissemblables. La vérité est que, de part et d'autre, il s'est formé du carbonate de fer en abondance. Entre les deux, il n'y a de différence que la concentration de la matière d'un côté et sa diffusion de l'autre.

On conçoit que, lors de la démolition de la chaîne hercynienne, les grès houillers westphaliens, tenant en réserve une forte proportion de fer carbonaté, ont dû contribuer largement à l'élaboration des solutions qui ont engendré les minerais de fer mésozoïques du Bassin de Paris.

b. Grès stéphaniens.

On sait que les grès stéphaniens de France sont en général de type grossier, et qu'ils passent à d'anciens graviers consolidés et souvent à des poudingues à gros éléments. N'empêche qu'il s'en trouve parmi eux de comparables, par leur grain, aux plus fins du Westphalien du Nord de la France et de la Belgique. Leurs caractères macroscopiques en sont très diversifiés, et c'est en vain qu'on y cherche l'air de famille qui est l'une des caractéristiques des grès westphaliens analysés. Au microscope, ils se montrent non moins variés que les précédents, dont ils diffèrent à bien des points de vue.

L'examen d'échantillons de grès de Commentry, Saint-Étienne, Brassac, La Mure, etc., permet de donner une idée du grès stéphanien, et rien de plus, car il est à prévoir qu'une analyse étendue aux grès de tous les bassins houillers du Centre apporterait quelques retouches au diagnostic suivant.

Les grains de quartz changent de taille d'un spécimen à l'autre, voire même aux différents points d'une même préparation. A un échantillon dont les éléments varient de diamètre dans le rapport de 1 à 30 (0 mm. 05 – 1 mm. 5), on peut en opposer un autre dont les grains, de dimensions presque identiques, mesurent en moyenne 0 mm. 15. Il y a donc coexistence dans le Stéphanien de grès ne différant pas sensiblement de grès lagunaires et marins et

de grès à facies fluviatile, qui sont, à proprement parler, des grès lacustres, engendrés dans un milieu inapte à classer les matériaux de transport.

Il est de règle à peu près absolue que les grains simples l'emportent de beaucoup. Certains échantillons se font remarquer par la fréquence des quartz à contours géométriques, plus ou moins complètement interrompus par des traces de corrosion, réalisant le type de quartz de première consolidation des rhyolites. De pareils éléments sont loin de figurer dans tous les grès étudiés. Le quartz de filon est rare ou très fréquent. Des grès de Brassac en sont exclusivement formés. Le quartz micropegmatitique n'a été observé qu'une seule fois. Il n'y a d'ailleurs pas de raison pour que toutes les manières d'être du quartz des roches acides hercyniennes, et d'autres encore, ne soient pas représentées dans les grès stéphaniens.

Les feldspaths, pour ainsi dire toujours présents et souvent très répandus, constituent un élément essentiel. On reconnaît, au premier coup d'œil, l'orthose, albitisée ou non, de beaux microclines et divers feldspaths calco-sodiques, généralement très acides, à tous les états d'altération, mais susceptibles de garder une grande limpidité. L'étude des processus d'altération ne nous enseigne rien que nous n'ayons appris jusqu'à présent. Seule l'importance de la phyllitisation est à signaler.

Toujours accessoire, la muscovite ne fait jamais défaut.

La biotite, qu'on oppose fréquemment à la muscovite, en raison de sa sensibilité aux agents atmosphériques, se rencontre dans une proportion notable d'échantillons, et dans l'un d'eux avec une telle fréquence que la roche est un véritable *psammite à mica noir* (Saint-Étienne). L'état de conservation en est souvent parfait dans des grès qui sont pourtant très poreux, mais beaucoup de lamelles ont été froissées *in situ*.

Très peu répandue, la chlorite observée dérive de la biotite.

Les minéraux, dits rares, habituellement observés, le sont effectivement dans les grès stéphaniens. Un échantillon, qui fait exception, montre au moins une centaine de grains de zircon dans l'étendue d'une section.

Des débris de roches remaniées s'observent dans la majorité des coupes, mais généralement en nombre restreint. Ce sont des quartzites typiques, des quartzites à mica noir altéré, des fragments de micaschistes, de roches granitoïdes, de porphyres quartzifères variés, de porphyres feldspathiques, etc. Théoriquement, toutes les roches éruptives antéstéphaniennes y peuvent figurer.

Contrairement à ce qui se passe pour les grès westphaliens, les débris de charbon sont loin d'être rares et beaucoup d'échantillons en contiennent. Ils y forment des grains, des amas, des traînées, et, par exception, de véritables feuillets alternant avec des lames de grès. On peut répéter ici l'observation faite dans les grès westphaliens, à savoir que pas un seul des éléments de charbon n'a subi la moindre contraction depuis la consolidation des dépôts.

D'une manière générale, ces différents matériaux s'associent n'importe comment, sans classement; dans le cas contraire, il en résulte des psammites non moins typiques que ceux du Westphalien.

Un ciment de constitution variable se résout en deux et parfois trois éléments essentiels, tous d'origine feldspathique, associés en toute proportion dans le même grès, ou séparés. Ce sont: la matière argileuse, le quartz, et la calcite qui est loin de jouer un rôle égal aux deux premiers. Des échantillons ont une gangue tout entière argileuse ou marneuse; d'autres sont caractérisés par un ciment *quartzo-argileux, argilo-quartzeux, quartzo-marneux, marno-quartzeux,* la majorité étant dépourvue de calcite.

Dans un grès de Commentry, riche en biotite, les lames de mica très rapprochées ont été tellement comprimées et froissées, qu'elles servent de ciment à des plages entières. Un autre type de ciment, tout à fait exceptionnel, est constitué par de la matière charbonneuse qui s'est appliquée sur les éléments détritiques à la façon d'une substance plastique.

L'importance de la gangue n'est pas moins sujette à variations que sa constitution. Des échantillons lui réservent une place considérable et d'autres nous la montrent réduite à un rôle des plus effacés.

L'accroissement secondaire du quartz acquiert une très grande généralité mais sans affecter la totalité des éléments. Tous les termes observés s'échelonnent entre le *grès-quartzite* et les *quartzites*. Comme dans les grès westphaliens, la structure quartzitique est réalisée de deux façons : par moulage des grains de quartz les uns sur les autres et par développement de grains restant isolés avec des contours festonnés.

Les feldspaths sont assez répandus dans certains grès stéphaniens pour qu'il soit nécessaire de les mettre en évidence dans leur désignation. Tel grès de Commentry doit être étiqueté *quartzite-grès psammitique, feldspathique, à mica noir;* tel autre grès, originaire de Saint-Étienne, riche en zircon, est, suivant les points, un *grès-quartzite* ou un *quartzite-grès zirconien,* à ciment argilo-quartzeux.

COMPOSITION CHIMIQUE DE TROIS GRÈS STÉPHANIENS.

ÉLÉMENTS.	I.	II.	III.
SiO^2	67.75	66.15	75.25
Al^2O^3	16.78	16.75	10.83
Fe^2O^3	3.27	2.95	3.27
CaO	//	0.25	1.30
MgO	1.14	1.39	1.50
K^2O	4.28	4.03	1.24
Na^2O	1.94	1.59	1.06
TiO^2	0.40	0.40	0.20
P^2O^5	traces	0.20	traces
CO^2	//	//	//
H^2O	3.70	5.75	4.20
Zirconium	traces.	//	//
TOTAUX	99.26	99.46	98.85

I. Grès houiller de Saint-Étienne. — II. Grès houiller de Commentry. — III. Grès houiller de la Mure.

Limitée à trois échantillons, l'analyse ci-contre ne peut avoir la prétention de donner une idée complète de l'ensemble des grès stéphaniens de France. Elle fait notamment ressortir la haute teneur en alumine des trois types et la richesse en potasse de deux d'entre eux, en rapport avec la présence de nombreux feldspaths peu altérés. Ces éléments, comme d'ailleurs l'oxyde de fer, la magnésie et la soude, dérivent des matériaux éruptifs plus ou moins décomposés, accumulés dans les grès stéphaniens. Aucun des trois échantillons n'est calcaire, alors que certains grès stéphaniens sont très riches en calcite.

La composition de beaucoup de grès stéphaniens est telle que la famille du granite est la source de la presque totalité de leurs matériaux. Elle a fourni, non seulement le quartz, les feldspaths et les phyllites détritiques, mais la substance du ciment. Malgré la difficulté de concevoir le transport de gros minéraux en compagnie de matières argileuses très fines, il faut s'incliner devant l'évidence et admettre que la non-séparation des deux catégories d'éléments a été la règle. Supposer que l'argile a été fournie après coup est une hypothèse non défendable, car il est des grès dont les minéraux sont largement isolés de toutes parts dans la gangue, preuve que celle-ci est originelle.

Cette fois encore, des conditions très spéciales de sédimentation ont été généralisées. Il n'est pas sans intérêt de remarquer à cette occasion, combien tel grès stéphanien à ciment phylliteux rappelle les « sables granitiques » du Bassin de Paris. La seule différence entre les deux produits, grès et sables, n'est qu'une question d'état d'agrégation, qui ne les empêche pas d'avoir même origine première. D'ailleurs, des sables de la Sologne convertis en grès ne diffèrent pas de grès stéphaniens très répandus.

Conclusions. — La comparaison des grès westphaliens du Bassin houiller franco-belge et des grès stéphaniens met en pleine lumière des différences de constitution et de composition.

Les grès westphaliens forment une série homogène; les grès stéphaniens, au contraire, et ceux du Centre, en particulier, se montrent très hétérogènes dans leur ensemble. La plupart des derniers trahissent une sédimentation tumultueuse qui ne classe pas les matériaux, conséquence d'un régime torrentiel; les autres, comme les grès du Nord, résultent d'une préparation mécanique rappelant à s'y méprendre celle des éléments des grès marins. Dans les deux groupes, il y a association de minéraux et de matière argileuse, certainement transportés en même temps. Grande uniformité de milieu d'un côté, dualité de régime de l'autre, tel est le contraste que souligne l'analyse micrographique. Ces données s'accordent à merveille avec l'idée qu'on peut se faire aujourd'hui de la formation de la houille dans le grand bassin franco-belge et des conditions diverses qui ont présidé à sa genèse dans les bassins du Centre.

En ce qui concerne la composition, d'importantes différences sont à noter, telles que l'absence de types dolomitiques et sidéritiques, ainsi que la fréquence des feldspaths dans les types stéphaniens. A vrai dire, les matériaux des uns et des autres paraissent avoir été empruntés directement à des roches cristallines, mais, point important, leur transformation est beaucoup plus avancée dans les grès du Nord que dans ceux du Centre, raison pour laquelle des produits secondaires, comme la dolomite et la sidérite, ont pu être engendrés à grande échelle dans le bassin houiller franco-belge.

Entre tous ces grès, il y a un caractère commun, l'absence absolue d'organismes calcaires ou siliceux.

DONNÉES GÉNÉRALES SUR LES GRÈS.

Au premier rang des faits enregistrés, chemin faisant, il convient de noter les suivants :

1. Les grès proprement dits, c'est-à-dire dépourvus d'accroissement secondaire des grains de quartz, sont rares, en moyenne.

2. Le développement du quartz secondaire se fait à une échelle considérable que rien ne laissait soupçonner.

3. Les feldspaths ont joué un rôle de premier plan, et jusqu'ici inconnu, dans l'élaboration des grès. Ils interviennent en tant qu'éléments constituants et représentent une source très importante de silice, de chaux et de matière argileuse, dont il faut tenir compte dans l'histoire des grès, et de leur ciment en particulier.

4. La contribution organique est nulle ou presque nulle dans la majorité des grès passés en revue, et ce n'est que dans les grès siliceux et glauconieux d'origine marine que les débris organisés interviennent en quantité appréciable.

5. Bien que tous les grès houillers de France ne soient pas représentés, et de beaucoup, dans la série analysée, il n'en est pas moins certain qu'une foule de types sont caractérisés par une gangue de même origine première que les grains qu'elle cimente. Tel est le cas pour les nombreux grès dont la gangue dérive des feldspaths.

Données pratiques. — Propriétés physiques des grès.

Couleur. — La couleur des grès est fonction de leur composition et de leur structure.

1. L'élément colorant par excellence des grès est le fer, représenté par la plupart de ses composés (oxydes, silicates et sulfures). Puis viennent l'argile, et, exceptionnellement, d'autres substances comme le manganèse, etc.

Les composés ferrugineux interviennent de trois manières principales : ils

forment des grains parfaitement individualisés, comme la glauconie, par exemple; ils jouent le rôle d'enduit par rapport aux minéraux clastiques et, enfin, la matière en est fixée par la gangue même à la façon d'un pigment.

Dans la pratique, certaines colorations ont fourni des caractères de premier ordre : c'est le cas pour le *grès rouge* du Dévonien, du Permien et du Trias, le *grès bigarré* triasique, le *grès vert* crétacé, etc.

2. « La couleur se modifie quand la cassure change », telle est la règle qui se dégage de l'étude des grès du Tertiaire parisien [1]. C'est ce que montrent clairement les grès lustrés, par exemple. Un échantillon, de même composition en tous points, présentera une coloration noirâtre dans les parties lustrées et une couleur gris pâle sur les bords non lustrés. Comme on le verra bientôt, ces différences tiennent exclusivement à des structures dissemblables. Dans l'espèce, la teinte noirâtre est liée à une cassure tranchante qui permet à tous les grains de réfléchir la lumière en même temps et dans le même sens, et la teinte grise, à une cassure grenue qui renvoie la lumière dans toutes les directions.

Cassure (Pl. XII, fig. 47). — Considérée en fonction d'un groupe de roches données, la cassure est susceptible de fournir un caractère de premier ordre, en ce sens qu'elle reflète dans une certaine mesure les différences de structure. La classification des cassures que j'ai proposée naguère pour les grès a pour point de départ l'action du plan de rupture sur les grains de quartz. La manière dont se comporte le plan sécant par rapport aux grains de quartz permet de distinguer cinq sortes de cassures :

1. La cassure est *grenue* [2] quand le plan de séparation contourne les grains sans les trancher. Tel est le cas pour les grès ferrugineux dont les grains sont agglutinés par une simple gaine d'oxyde de fer. Dans tous les cas, une cassure grenue est l'indice d'un état d'agrégation très imparfait.

2. Si un plan de cassure respecte une partie des grains et sectionne les autres, la cassure est *semi-grenue* [3]. Certains grès ferrugineux en fournissent un bon exemple. On y voit le ciment d'hématite combler tous les vides inter-

[1] L. Cayeux, Structure, etc., p. 103 et 104.
[2] *Ibid., op. cit.*, p. 98, fig. 16.
[3] *Ibid., op. cit.*, p. 98, fig. 17.

granulaires de certaines plages et encroûter les grains d'autres plages, en laissant entre eux des vides d'importance variable. La cassure tranche les grains des parties pleines, et elle évite les grains des autres. De là, son caractère mixte et le nom qui le rappelle. Tout naturellement, l'état d'agrégation de pareils grès est très supérieur à celui des grès à cassure grenue.

3. La cassure est *tranchante*[1] lorsque le plan de rupture coupe tous les minéraux. Ce genre de cassure s'observe dans les grès solidement agrégés dont le ciment forme une trame pleine.

4. La cassure tranchante est dite *écailleuse*, quand le plan de rupture montre un grand nombre de fines écailles faisant corps avec la roche, dont elles sont isolées par une teinte toujours plus claire. C'est la cassure très caractéristique des grès composés de grains moulés les uns sur les autres, c'est-à-dire des quartzites typiques[2]. Le choc détermine la formation sur le plan de rupture d'une foule de petits éclats incomplètement détachés, et séparés du grès par une mince couche d'air qui les fait ressortir avec un aspect plus ou moins saccharoïde et une teinte plus claire.

5. Lorsqu'un grès se comporte comme un seul élément de quartz que la cassure tranche suivant une surface très régulière, plane en grand, la cassure donne l'impression d'un milieu parfaitement homogène, d'une surface continue, où l'œil est impuissant à discerner des grains, et uniformément luisante. C'est alors qu'elle est dite *lustrée*[3] (fig. 17). Dans l'état actuel des connaissances, la cassure lustrée caractérise les quartzites-grès et les quartzites à ciment siliceux peu développé. Il existe dans les roches de cette catégorie une telle adhérence entre les éléments que la cassure tranche toute la masse comme si elle était une; d'où l'aspect gras des surfaces lustrées.

Ainsi que je l'ai observé dans les grès du Tertiaire parisien, les cassures grenues, semi-grenues et tranchantes sont exclusivement conditionnées par la structure, tandis que les deux autres le sont à la fois par la composition et la structure[4].

Du point de vue pratique, on retiendra que la précédente échelle des cas-

[1] L. Cayeux, Structure, etc., p. 99, fig. 18.
[2] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 99, fig. 19.
[3] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 100, fig. 20.
[4] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 102 et 103.

sures est en même temps une échelle des ténacités des grès, le maximum d'adhérence des grains correspondant à la cassure lustrée.

Porosité[1]. — La porosité des grès est, tantôt originelle, tantôt secondaire, et elle tient à trois causes d'importance très inégale.

Elle est originelle dans beaucoup de grès dont les vides intergranulaires, correspondant aux vides des sables actuels, n'ont été que partiellement comblés par la gangue.

La porosité est secondaire dans les grès à ciment primordial calcaire, incomplètement silicifié, dont les témoins de carbonate de chaux ont été dissous plus ou moins tardivement. C'est encore une porosité secondaire que celle des quartzites qui témoignent d'une dissolution partielle des grains de quartz.

Beaucoup de grès sont poreux, mais tous ne le sont pas. Par exemple, les grès lustrés sont dépourvus de vides et imperméables. Tel est également le cas pour de nombreux grès argileux du Houiller.

Diagnostic. — Le diagnostic du groupe ne soulève aucune difficulté. Il suffit d'identifier le quartz à l'œil nu ou à la loupe et de constater que la roche en est formée pour la moitié au moins.

La question de la distinction des espèces peut soulever d'insurmontables difficultés, à moins d'avoir recours au microscope. Sans doute, peut-on reconnaître sans ambiguïté avec une loupe et l'aide d'un acide, qu'un grès est siliceux, calcaire, argileux, dolomitique, ferrugineux, etc., mais si l'on doit, comme il est désirable, discerner les différences qui résultent des multiples manières d'être de la silice et de l'accroissement secondaire du quartz, l'emploi du microscope est de rigueur.

Détermination du milieu générateur des sables transformés en grès. — L'analyse des sables nous ayant conduit à distinguer des sables *marins*, *fluviatiles*, *glaciaires* et *éoliens*, il y a lieu de se demander dans quelle mesure il est possible de fixer l'origine d'un échantillon de grès d'après les caractères des grains de quartz et de dire qu'il procède d'un sable marin, etc.

Du moment qu'il s'agit de roches cohérentes, deux caractères seuls peuvent être mis en valeur, la morphologie des éléments et le degré de préparation

[1] L. Cayeux, Structure, etc., p. 104-106.

mécanique, à l'exclusion des détails du modelé, parfois si précieux dans la différenciation des sables.

Les grès issus de sables marins ont ceci de particulier que les grains sont de taille comparable dans une préparation donnée. En outre, l'usure des matériaux est toujours sensible quand elle est minima, et souvent très marquée sans que la forme de l'élément primitif soit complètement effacée. Par exception, des grès marins très grossiers peuvent être formés de grains subarrondis. Autant que j'en puis juger jusqu'à présent, les grès lagunaires se confondent avec les types marins au point de vue du classement des matériaux.

Le criterium des sables fluviatiles s'applique aux grès qui leur correspondent, l'état d'agrégation des matériaux ne faisant nullement obstacle au diagnostic. Leur caractéristique fondamentale est d'être formés de grains de dimensions extrêmement variables pour un type donné. (Pl. XI, fig. 42 et pl. XII, fig. 48.) Cela tient au fait que les cours d'eau n'assurent aux matériaux des sables qu'une ébauche de préparation mécanique. Au surplus, l'usure des éléments, appréciable au microscope, est beaucoup moins prononcée dans les produits fluviatiles que dans les grès marins ou éoliens, exception faite pour de rares grès grossiers.

Dans l'impossibilité de me procurer des grès engendrés par des sables glaciaires, j'en suis réduit à prévoir les particularités qui doivent les différencier des autres. Les glaciers élaborent des matériaux, anguleux au maximum, et ils ne les classent pas si peu que ce soit. En sorte que les grès glaciaires sont certainement caractérisés par des grains très irréguliers, des éclats, des esquilles, en même temps que par une très fine poussière de minéraux broyés, représentant le produit ultime de l'écrasement des roches, lequel figure toujours dans les sables d'origine glaciaire (p. 64), non remaniés par les cours d'eau.

Pas plus que les sables dont ils dérivent, les grès éoliens ne fournissent les éléments d'un diagnostic différentiel applicable à tous les échantillons, et l'on peut ajouter qu'il s'en faut de beaucoup. Ne sont identifiables au microscope que les grès développés aux dépens des grandes dunes maritimes dont les éléments sont arrondis et classés (Ex. : alios). A supposer que les sables des dunes de la Manche soient convertis en grès, on ne pourrait que les confondre avec des grès marins, comme l'on confondrait avec des grès fluviatiles ceux que pourraient engendrer les sables des ergs sahariens à caractères fluviatiles (p. 75).

Bref, dans les conditions de diagnostic envisagées, la détermination des

grès marins, fluviatiles et glaciaires est possible ; celle des grès éoliens ne l'est presque jamais.

Grès lagunaires. — Les nombreux grès lagunaires passés en revue ne diffèrent pas sensiblement des grès marins, au double point de vue de la forme des éléments et de leur préparation mécanique, si bien que, de ce chef, aucun diagnostic différentiel n'est possible. Mais il se fait que ces grès (grès houillers, grès permo-triasiques, etc.) ont un caractère très particulier sur lequel j'ai insisté plus d'une fois, en me réservant d'en dégager la portée générale à un moment donné. Tous, sans exception, présentent ce trait fondamental que minéraux et gangue ont même origine. En d'autres termes, les eaux ont transporté — sans les séparer — les produits de la désagrégation et de la décomposition des roches éruptives et cristallophylliennes, dont ils dérivent en droite ligne.

C'est un caractère qui ne fait jamais défaut dans la série considérée, sans être pour cela un criterium infaillible. Les grès houillers du Massif Central, d'origine supposée lacustre, sont construits sur le même modèle. Des arkoses marines rappellent à s'y méprendre certains grès houillers stéphaniens. Il y a là une communauté de caractères, impliquant des conditions de sédimentation très particulières, réalisées en grand, lors de la démolition de la chaîne hercynienne.

De nouvelles observations sont nécessaires pour fixer exactement les conditions du milieu générateur de cette importante catégorie de grès.

CONSIDÉRATIONS THÉORIQUES.

Le développement de la silice secondaire et ses manières d'être.

Il a été question trop souvent de la silice secondaire au cours de l'étude des grès, pour qu'il soit utile d'en rappeler tous les aspects. La masse considérable de silice secondaire, introduite dans les grès, s'est développée autour des grains de quartz clastique et sous leur influence, ou en dehors de leur rayon d'action dans la gangue; et, par surcroît, son histoire dépend de son origine inorganique ou organique.

1. **Silice d'origine inorganique.** — Ce type de silice l'emporte de beaucoup, car abstraction faite d'une certaine catégorie de roches qui font plutôt exception dans l'ensemble, toute la silice secondaire des grès est d'origine inorganique.

A. Le cas de beaucoup le plus important par les variantes qu'il comporte est celui du quartz secondaire influencé par le quartz ancien. Il forme autour des éléments de celui-ci, soit une auréole frappée d'arrêt de développement par la contiguïté ou la presque contiguïté originelle des grains qui arrivent à se mouler les uns sur les autres, soit une auréole que rien n'arrête dans sa croissance, par suite de l'espacement des matériaux clastiques. De cette double manière d'être dérivent deux sortes de structures quartzitiques, représentées par les grès sans ciment et par les quartzites à ciment. Et dans l'une comme dans l'autre le quartz secondaire s'oriente optiquement sur l'ancien.

B. Le quartz secondaire se développe en toute indépendance dans la gangue, qu'il forme seul ou avec le concours d'autres substances comme l'argile, la calcite, la dolomite, etc. A vrai dire, il peut exister une transition entre les deux groupes, car certains grains de quartz pourvus d'une auréole secondaire passent au quartz, qui appartient en propre à la gangue, par du quartz chevelu qu'on voit se fondre insensiblement dans le ciment, sans pouvoir lui assigner une limite précise.

Toute la silice secondaire des grès en question réalise un type minéralogique qui est invariablement le même, celui du quartz, à l'exclusion de la quartzine, de la calcédonite et de l'opale.

2. **Silice d'origine organique.** — Elle est présumée d'origine organique totale, parce qu'elle est exclusivement réservée aux grès renfermant des organismes siliceux et principalement des spicules d'Éponges. C'est la silice que nous avons vue se fixer sous la forme de calcédonite et d'opale, indifférenciée, ou plus ou moins globulaire, sans jamais servir à l'accroissement des grains de quartz clastique, comme si le fait d'avoir une origine organique limitait le champ de ses métamorphoses.

Aux deux origines distinctes de la silice secondaire des grès correspondent donc deux histoires différentes et deux types de grès foncièrement dissemblables. Faite pour la première fois, cette constatation n'est certes pas la clef de l'énigme indéchiffrable qu'est le développement à très grande échelle de la silice et de

ses différentes modalités dans les sédiments ; mais c'est peut-être un trait de lumière pour de nouvelles recherches synthétiques.

Le ciment, son origine et l'époque de sa mise en place.

Il est d'usage de résoudre la question du ciment de façon très simple, sans se soucier de l'existence ou non d'une gangue primordiale. On admet que les eaux météoriques, traversant des terrains supérieurs aux sables, se chargent, ici, de calcaire, là, de silice. Puis, calcaire et silice sont abandonnés dans le sable sous-jacent, et il se forme des grès à ciment calcaire ou siliceux. Et le problème est tenu pour résolu. Or, sans parler des difficultés d'ordre physico-chimique qui se présentent, la transformation des sables en grès est bien loin de revêtir une pareille simplicité, et c'est, au contraire, un sujet singulièrement compliqué.

La genèse de la gangue et l'époque à laquelle elle a été introduite dans le dépôt sont des questions qui changent complètement d'aspect suivant la nature du ciment. A cet égard, il n'y a vraiment que trois types de grès qui soient à retenir ici : les grès argileux ou marneux, les grès calcaires et les grès siliceux.

1. **Cas des grès argileux ou marneux.** — Le ciment, d'origine première chimique, ne peut être introduit que mécaniquement dans le dépôt. C'est dire qu'il se développe au cours de la sédimentation même et qu'il est primordial.

2. **Cas des grès calcaires.** — Deux manières d'être sont en présence. *A*. Les grains de quartz ne sont pas contigus et le ciment actuel n'est autre qu'un ciment primordial plus ou moins transformé dans la suite des temps. *B*. Les minéraux se touchent, et la gangue ne date pas nécessairement du dépôt des sables transformés en grès. Quoi qu'il en soit, le développement du ciment peut mettre à contribution trois sources de carbonate de chaux.

a. *La calcite, d'origine à la fois organique et dynamique, résulte de la trituration d'organismes calcaires sur le fond de la mer.* — Bien des grès tertiaires ont été cimentés par une boue calcaire se réclamant de ce processus de formation. En l'espèce, la genèse de la gangue est rigoureusement contemporaine

de la sédimentation, ce qui ne veut pas dire que la consolidation du grès date de la sédimentation même.

b. *La calcite est empruntée aux dépôts qui surmontent le grès à ciment calcaire.* — On explique très souvent la lapidification des sables par l'intervention d'eaux chargées d'acide carbonique. Ces eaux empruntent du calcaire aux terrains traversés et l'abandonnent dans le sable qui est, de ce chef, converti en grès. Tout naturellement, le phénomène est postérieur au dépôt des sables consolidés. On ne peut jamais dire, avec certitude, qu'un grès calcaire se réclame de ce processus.

c. *Le carbonate de chaux est introduit en solution dans le dépôt en même temps que les matériaux détritiques.* — Cette troisième source vise les grès résultant de la décomposition des granites. Aucune preuve directe ne peut être invoquée à l'appui de cette explication ; mais il y a présomption qu'un pareil processus intervient effectivement, en raison de l'élaboration certaine de solutions carbonatées au cours de la décomposition de la roche-mère de ces grès et de l'impossibilité, en nombre de cas, de faire appel à une autre source. Tous les grès calcaires engendrés de cette manière dateraient de l'époque même de la sédimentation. C'est-à-dire que la consolidation marcherait de pair avec le dépôt des éléments.

La question est maintenant de savoir, lorsqu'on est en présence d'un gisement de grès à ciment calcaire, si la genèse de la gangue est un phénomène postérieur à la sédimentation, suivant l'opinion courante, ou si la mise en place du ciment est contemporaine de celle des matériaux agglutinés. Dans l'état présent des connaissances, on peut, je crois, affirmer que certains grès à ciment calcaire remontent à l'origine même des dépôts, mais il est impossible de faire la preuve que d'autres ont pris naissance postérieurement à la sédimentation. Pour éviter toute ambiguïté, observons sans retard que le dépôt des matériaux d'une gangue calcaire peut n'être pas synonyme de consolidation proprement dite, car la boue calcaire chargée de maintenir en place les minéraux est susceptible de cristalliser longtemps après la sédimentation.

Les seuls éléments d'appréciation à cet égard peuvent être demandés, et au ciment lui-même, et aux conditions de gisement des grès. C'est l'évidence même que la gangue des grès calcaires dont les grains de quartz ne sont pas juxtaposés est originelle. Elle l'est avec non moins d'évidence, me semble-t-il,

lorsque des bancs de grès calcaire alternent régulièrement avec des sables. Dès l'instant que la consolidation par le carbonate de chaux a engendré des bancs d'une grande régularité, la stratification bien ordonnée de ces bancs ne peut se concevoir dans l'hypothèse d'une solution de carbonate de chaux pénétrant dans une masse sableuse entièrement déposée. D'un pareil phénomène il ne peut résulter que des amas gréseux de forme quelconque et non des bancs proprement dits.

Mais le développement des grès en blocs isolés, en amas irréguliers, mamelonnés, n'implique pas nécessairement une formation postérieure à la sédimentation, comme on peut être tenté de le croire. Le cas des rognons calcaires des minerais de fer du bassin de Longwy-Briey est de nature à nous mettre en garde contre une semblable conclusion. Ces amas calcaires développés à grande échelle, principalement au sein de la couche grise, figurent d'énormes concrétions à base de carbonate de chaux dans un milieu où les oolithes ferrugineuses remplacent les grains de sable [1]. A première vue, tout fait supposer une genèse tardive par ségrégation du carbonate de chaux. Or il est parfois possible de constater que les amas calcaires ont été érodés sur le fond de la mer et par conséquent au cours même du dépôt de la couche. Force est donc d'admettre, en dépit des apparences, que la différenciation des nodules était chose faite quand le dépôt de la couche considérée a pris fin. A mon avis, le développement des grès en amas de forme quelconque n'est qu'une présomption d'origine postérieure à la sédimentation, et il est probable que dans une foule de cas il est la conséquence d'une consolidation contemporaine, non de la sédimentation même, mais de la formation de l'horizon considéré, choisi pour unité. En d'autres termes, quand le dépôt est terminé, la consolidation des amas de grès est achevée. Tout bien pesé, le criterium de la contemporanéité dans le cas des grès concrétionnés, ne peut être fourni que par des modifications morphologiques résultant d'actions sous-marines ou par l'existence de galets empruntés au grès et distribués à la base de l'horizon suivant, dans l'hypothèse où il n'y pas de lacunes.

3. **Cas des grès siliceux.** — Le problème revêt une complication plus grande, autant parce qu'il fait intervenir la silice avec ses différentes modalités

[1] L. Cayeux, Les minerais de fer oolithique de France. T. II. Minerais de fer secondaires (*Ét. des gîtes min. de la France*, 1922, p. 445, fig. 23).

que par la difficulté d'en concevoir la circulation et le dépôt en l'état actuel des connaissances.

A. *La silice est empruntée à un horizon supérieur.* — Amenée en place par une circulation d'eaux *per descensum*, elle comble des vides, silicifie une gangue calcaire, voire des organismes, et manifeste ou non sa présence par un nourrissage secondaire des grains de quartz du sable. C'est, en général, le seul processus mis en avant pour expliquer la formation des grès à ciment siliceux. On admet donc *ipso facto* que la lapidification des sables est un phénomène nettement postérieur à la sédimentation. A la vérité, on va plus loin dans cette voie, et c'est toujours d'une consolidation tardive datant de la période d'émersion qu'il est question. Aussi n'y a-t-il pas la moindre raison pour que, dans cette hypothèse, le phénomène ne continue pas aujourd'hui.

Quant à la silice mise en cause, elle est empruntée à des grains de sable ou à des organismes. La question des organismes, qu'on retrouvera plus tard avec toute son ampleur, sera laissée de côté pour le moment. En faveur de l'intervention des grains de quartz on a signalé des traces de corrosion enregistrées par les éléments des sables. Dès longtemps Sorby [1] a appelé l'attention sur ce phénomène. D'excellents exemples d'attaque superficielle des grains de quartz nous sont fournis, en nombre infini, par les sables du Tertiaire parisien. En outre, on a vu plus haut que l'histoire de certains grès landéniens comporte une phase de dissolution du quartz clastique, aboutissant par exception, au morcellement de grains *in situ*. On est donc fondé à établir un lien de cause à effet entre la corrosion des grains de quartz et la genèse du quartz secondaire déterminant la formation de grès et de quartzites. Mais vient-on à sortir des généralités pour envisager un cas particulier, il n'est jamais possible de démontrer rigoureusement où est l'effet de la cause. Sans doute, lorsqu'un grès à gangue siliceuse est subordonné à un sable dont les grains ont subi un commencement de dissolution, y a-t-il toutes probabilités pour que le grès ait emprunté sa silice audit sable. Dans cet ordre d'idées, on ne peut songer, quant à présent, à s'échapper du domaine des probabilités. Et que d'incertitudes à leur opposer! Quantité de sables à grains corrodés ne renferment pas de grès, et, inversement, des grès sont subordonnés à des sables qui ne trahissent aucune action corrosive. Mieux que cela, beaucoup

[1] H. C. Sorby, On the Structure and Origin of non calcareous stratified Rocks (*Q. J. G. S.*, t. 36, 1880, p. 48).

de sables ont été convertis en totalité en grès et quartzites, auquel cas, la corrosion des grains ne peut en rien expliquer la genèse du quartz secondaire nécessaire à cette métamorphose. Il faut ajouter qu'on ne sait pas au juste dans quelle mesure les traces de corrosion ont pris naissance dans le sable en place, car il se peut qu'elles datent en partie de la désagrégation de la roche-mère.

Bien qu'on ne sache pas comment le quartz se dissout dans les conditions ordinaires de température et de pression [1], on voit dans la circulation des eaux météoriques, transportant en solution de la silice minérale, empruntée aux sables, l'agent principal de la transformation des sables en grès et quartzites. A l'appui de cette explication, on n'a pas manqué de faire ressortir l'allure concrétionnée que revêtent certains grès du Tertiaire parisien; allure d'ailleurs extrêmement intéressante en soi. On connaît depuis longtemps dans les collections des grès de Beauchamp et surtout de Fontainebleau, composés de sortes de globules de la taille d'un pisolithe, d'une noisette, d'une noix ou plus gros, parfois libres, mais généralement plus ou moins fondus les uns dans les autres pour engendrer des amas botryoïdaux de forme générale très variable. On ne connaît pas moins ces blocs, isolés en place dans les sables de Beauchamp (Fleurines), curieusement mamelonnés sur toute la surface avec des amorces de prolongements en stalactites à la base. La photographie a popularisé certaines formes concrétionnées des grès de Fontainebleau où l'imagination s'est plu à voir des pétrifications d'origine animale. En vérité, tout dans la morphologie de ces grès, en blocs grands et petits, les fait assimiler à des *concrétions* [2]. Et c'est précisément dans cette morphologie qu'on voit, à tort ou à raison, une preuve décisive de l'origine tardive des grès.

B. *La silice est empruntée, non plus à un horizon supérieur, mais au sable même auquel le grès est subordonné.* — En ce cas, la lapidification peut être, ou contemporaine de la formation du sable considéré dans son ensemble, ou postérieure à son dépôt. Du moment qu'un sable donné peut libérer de la silice sous l'empire des eaux météoriques, rien ne s'oppose à ce qu'il soit pour lui-même une source de silice. Aussi me paraît-il des plus rationnel de mettre en cause le sable qui enveloppe le grès même, lorsqu'il est impossible

[1] H. Le Chatelier, La silice et les silicates, 1914, p. 230.
[2] L. Cayeux, Introduction, etc., p. 116.
Ibid., op. cit., p. 116-117

de faire appel à un horizon supérieur. Un exemple va nous montrer en quoi consisterait la genèse des grès dans ces conditions.

C'est un fait d'observation indiscutable que les sables de Fontainebleau sont riches en grains de quartz dépolis par une action corrosive, et que ces grains ont contribué à un moment donné à l'élaboration d'une certaine quantité de silice. J'ai supposé autrefois que les sables en question, avant d'être profondément entamés par les agents d'érosion, pouvaient renfermer une nappe d'infiltration beaucoup plus importante que de nos jours, et susceptible de s'élever jusqu'au sommet de l'assise. La transformation en grès se serait produite sous l'influence de cette nappe, et toute la masse sableuse, baignée par l'eau, aurait été mise à contribution. La silice qui se fixait en des centres d'élection, dans l'espèce à la partie supérieure des sables, se renouvelait indéfiniment par diffusion et il y avait de la sorte un véritable afflux venant de tous les points vers les centres de production de grès, fussent-ils placés au sommet de la formation. Si bien que les sables inférieurs aux grès auraient participé au phénomène de consolidation; c'est en quoi les grès en question ne seraient pas autre chose que d'énormes concrétions engendrées aux dépens des sables qui les englobent[1]. Le phénomène serait en tous points comparable à la genèse et à l'accroissement d'un corps cristallisant au sein d'une solution.

A l'appui de cette conception, on peut invoquer la morphologie des grès de Fontainebleau qui revêtent en grand le caractère d'amas concrétionnés plutôt que celui de bancs proprement dits. De leur processus de formation, il est résulté de beaux spécimens de collection, d'apparence mamelonnée, botryoïdale, voire même globulaire, ressemblant en tous points à des concrétions typiques (pl. XII, fig. 43). De même, les sables de Beauchamp des environs de Paris ont donné naissance à des grès réalisant la structure perlitique avec la plus grande perfection (pl. XIII).

Tout en restant fidèle aux grandes lignes de la conception, je me demande aujourd'hui si le processus ne serait pas le même en tous points, et le résultat identique à celui que l'on connaît, dans l'hypothèse où la consolidation se produit *avant* l'émersion et dans la masse sableuse encore gorgée d'eau de mer. J'avoue que les nombreux témoignages de consolidation sous-marine, relevés au cours de l'analyse des minerais de fer oolithique secondaires, m'orientent maintenant de préférence vers cette explication, sans d'ailleurs

[1] L. Cayeux, Minerais de fer oolithique secondaires, 1922, p. 921 et suiv.

rejeter la première [1]. Mais qu'on ne s'y trompe pas, ce n'est là qu'une solution particulière donnée à un problème général qui en comporte certainement plusieurs.

La question de l'intervention des organismes siliceux se pose pour les grès à spicules d'Éponges, dès l'instant qu'il s'agit de dépôts fournissant eux-mêmes leur silice. Les développements dans lesquels j'entrerai plus tard au sujet des spicules des gaizes, par exemple, s'appliquant sans réserve à ce genre de roches, il est inutile de s'y arrêter.

C. *La silice est apportée en même temps que les matériaux détritiques.* — Le rapprochement d'un certain nombre de faits oriente la question dans une tout autre voie, sans qu'il s'agisse encore d'une solution générale et unique au problème posé.

L'analyse des grès plus ou moins feldspathiques comme les grès houillers, les grès permo-triasiques, les mollasses, les macignos, etc., témoignent d'un développement secondaire du quartz à une échelle considérable, dont on ne peut trouver la source, ni dans les dépôts eux-mêmes, ni dans des formations sédimentaires plus récentes qui auraient été largement mises à contribution. Mais la destruction de grandes masses granitiques nécessaires pour engendrer le quartz clastique, les feldspaths plus ou moins intacts et les micas détritiques de ces roches, implique la libération d'une quantité considérable de silice combinée aux bases des feldspaths. Ne sachant ce qu'est devenue cette matière, on est tout naturellement enclin à supposer qu'elle est représentée dans les grès par toute la silice secondaire correspondant au nourrissage des grains de quartz et à la silice de la gangue. Pour autant qu'il est permis d'être affirmatif, il semble bien que l'ordre de grandeur de la masse de silice, ainsi mise en liberté, concorde avec celui des phénomènes de silicification dont les grès plus ou moins feldspathiques ont été le siège.

Cela revient à dire que la lapidification des sables daterait de la sédimentation. Au vrai, il est des cas où les choses n'ont pu se passer autrement. En ce disant, j'ai en vue les bancs de grès du Houiller franco-belge. Comment concevoir qu'une masse de sédiments épaisse de plusieurs milliers de mètres, formée à l'origine de sables, argiles et matières charbonneuses, com-

[1] L. Cayeux, *op. cit.*, p. 418 et 419.

binés en cycles se répétant un grand nombre de fois, puisse être traversée dans toute son épaisseur par les solutions nécessaires à la transformation des sables en grès-quartzites, quartzites-grès et quartzites? La répétition des horizons argileux imperméables s'oppose à ce que le développement en grand du quartz secondaire soit postérieur au dépôt de tout le terrain houiller. Qu'on y réfléchisse, et bien vite on arrivera fatalement à cette notion que *chaque horizon de sable a été pourvu à l'origine même des éléments qui le caractérisent aujourd'hui, y compris toute la provision de silice secondaire appelée à engendrer la totalité du quartz non clastique.* Prendre le contre-pied de cette thèse, c'est se heurter à toutes sortes de difficultés insurmontables, dont l'origine première de la silice n'est pas la moindre.

Il est un fait d'observation qu'il est utile de rappeler à cette place, pour montrer que l'idée de l'introduction de la silice contemporaine de la sédimentation a bien des chances d'être l'expression de la vérité. L'étude des minerais de fer mésozoïques, et tout particulièrement celle des minerais de Lorraine, a fait ressortir le développement d'une grande masse de quartz secondaire. Or, il résulte clairement de l'analyse des minerais lorrains que les phénomènes de quartzification observés en grand sont d'origine sous-marine. Si l'on envisage le cas de la couche grise, par exemple, il est démontré que le quartz, développé aux lieu et place de la sidérite, était en totalité engendré lorsque son dépôt a pris fin. Il suffit qu'une semblable constatation soit faite avec toute la rigueur désirable pour que l'explication proposée n'apparaisse pas dénuée de fondement. Pour ma part, je la crois digne d'être prise en grande considération, en attendant qu'une démonstration directe soit possible.

Peut-être n'est-elle pas difficile à faire, cette démonstration. Dans quelques bassins houillers du Centre, riches en grès feldspathiques, on a signalé des grès remaniés, en même temps que des combustibles en voie de formation. La conclusion que le charbon réalisait ses caractères physiques définitifs immédiatement et sous l'eau me paraît s'appliquer également aux fragments de grès qui les accompagnent. Autrement dit, la lapidification des sables, d'où sont issus les grès en question, se ferait très rapidement et avant l'émersion.

Pour en revenir à l'origine même de la silice secondaire, observons que l'explication qui l'emprunte directement aux roches éruptives en voie d'altération, en même temps que les matériaux détritiques, me paraît seule pouvoir

expliquer la genèse de puissants horizons de grès (grès armoricain, grès de May, etc.), surtout lorsqu'ils sont surmontés de schistes.

Intervention de la silice des végétaux. — En traitant des grès houillers, on ne peut oublier que tous les végétaux renferment de la silice et que certains d'entre eux fournissent des cendres particulièrement siliceuses. Par exemple, les cendres des organes aériens d'*Equisetum maximum* en renferment 70.64 p. 100 et celles de *Pteris aquilina* 50 p. 100 [1]. Dire que les cendres d'Équisétacées et de certaines fougères peuvent être siliceuses à ce point, c'est poser *ipso facto* la question du rôle joué par la végétation houillère au point de vue des phénomènes de silicification. Par hasard, la silice qui fossilise certains végétaux dans la perfection n'aurait-elle pas cette origine? Mieux que cela, les nombreux grès de l'époque houillère qui englobent des débris de matière charbonneuse ne sont-ils pas redevables d'une partie de leur silice secondaire à l'intervention des végétaux? Ne pas l'admettre, c'est supposer que toute la silice de ces végétaux a été éliminée de dépôts dont la constitution implique toujours un apport de silice, sous une forme ou sous une autre, pour relier les matériaux détritiques. Il y a là, comme on le voit, une source importante de silice à laquelle on n'a jamais recours, et certainement bien à tort.

Ciment primordial des grès siliceux. — J'ai insisté à maintes reprises sur la nécessité de faire intervenir un ciment primordial pour tous les grès dont les grains ne se touchent pas. Certains de ces grès ont gardé ledit ciment (Ex. grès argileux); une foule d'autres n'en renferment plus que des traces ou l'ont perdu en totalité.

L'intervention d'une gangue primordiale présente un intérêt tout particulier dans le cas spécial des grès à ciment siliceux. Pour nombre d'entre eux, il est démontré que la silice a pris la place d'un autre ciment de nature calcaire. Le fait est acquis, notamment, pour des grès du Tertiaire parisien dont le ciment renferme des témoins corrodés d'une trame calcaire originelle [2]. Mais la majorité des grès à ciment siliceux ne fournissent pas le moindre

[1] Wolff, Aschen, Analysen von landwirthschaftlichen Producten, Fabrikabfallen und wildwachsenden Pflanzen. — Berlin, 1871.

[2] L. Cayeux, Structure et origine des grès du Tertiaire parisien (*Ét. des gîtes min. de la France*, 1906, p. 112-114).

indice de substitution de la silice au carbonate de chaux. De ce nombre sont les grès à ciment d'opale, d'opale et de calcédonite (p. 127 et 131) qui font toujours une place à des organismes siliceux. Les affinités de ces roches avec les gaizes sont telles que l'on peut admettre, sans risque d'erreur, qu'opale et calcédonite ont remplacé un ciment primordial plus ou moins calcaire. Pour les autres, le champ des hypothèses est ouvert.

Quoi qu'il en soit, on peut tenir pour certain que la substitution de la silice au carbonate de chaux est un épisode de grande importance dans la succession des métamorphoses aboutissant à la formation des grès siliceux. Il s'en faut d'ailleurs que le phénomène soit limité aux grès dont les éléments ne sont pas juxtaposés. A lui seul, le Tertiaire parisien fournit des exemples de grès se résolvant en minéraux contigus, agglutinés par un ciment calcaire incomplètement quartzifié.

Cette question de la silicification du carbonate de chaux à grande échelle rappellera notre attention en temps utile; nous verrons alors qu'elle paraît jouer un rôle capital dans l'histoire de la silice secondaire.

Consolidation des sables à l'époque actuelle. — Après avoir émis l'opinion que des sables anciens ont été convertis rapidement en grès, il est nécessaire de se demander si des phénomènes de lapidification peuvent s'observer dans les sables en voie d'accumulation. De ce qui peut se passer à cet égard sous la mer, on ne sait rien. Plus d'une fois, on a signalé un commencement de consolidation des sables de dunes. Sur les côtes anglaises, il existe du sable assez solidement agglutiné pour fournir des matériaux de construction. Beaucoup de nos dunes montrent des plaquettes de grès soulignant la stratification entrecroisée et résultant d'un commencement de consolidation.

Cette lapidification a beaucoup plus de chances de se produire en pays chaud, sous l'influence de l'évaporation rapide de l'eau. Par exemple, j'ai observé sur les côtes de Crète des sables de plages qui ont déjà subi une certaine prise en masse, assez prononcée pour fixer solidement des galets. Le mécanisme de l'opération est des plus simples : Le sable, mouillé à mer haute, et surtout au moment des tempêtes, sèche rapidement au soleil en gardant chaque fois le peu de carbonate de chaux en solution dans l'eau de mer. C'est ainsi que prennent naissance aujourd'hui des conglomérats de plages à ciment extrêmement cohérent.

Ailleurs, c'est de l'oxyde de fer qui détermine l'agrégation des éléments.

Dans tous les cas, la question de la lapidification des sables des plages et des dunes se pose dans des conditions qui ne rappellent en rien celles de la consolidation des sables marins ou lagunaires.

Décomposition des grès. — Il est d'usage de confondre un grès originellement mal agrégé, dont les éléments se dissocient facilement, avec un grès qui se décompose réellement, ou libère ses matériaux constituants par désagrégation.

Un grès calcaire devient meuble par décalcification, et c'est à peu près le seul avec les grès dolomitiques dont on puisse dire, sans abus de langage, qu'il s'altère. Un grès argileux peut s'effriter, voire même libérer ses éléments par un mécanisme qui n'a pas été étudié. Un grès siliceux arrive à se convertir en sable, sans qu'on sache dans quelles conditions les grains sont mis en liberté. Sous le nom de décomposition on comprend donc des phénomènes d'altération proprement dits ou simplement des phénomènes de désagrégation.

BOUES ET POUSSIÈRES QUARTZEUSES CONSOLIDÉES.

Avec les boues et poussières consolidées nous sommes en présence de tout un groupe de roches dont l'existence, pourtant certaine *a priori*, a été complètement méconnue. J'ai dit plus haut qu'elles avaient été confondues pour la plupart avec des schistes (p. 119). Les autres ont été rattachées aux grès et caractérisées comme tels. En bonne logique, il faut procéder à une discrimination et constituer pour les roches siliceuses détritiques un ensemble qui soit aux boues et poussières ce que les grès sont aux sables. Mais il est plus facile de créer le groupe que de découvrir les représentants des différentes catégories de boues et ceux des poussières. Tant que le complexe des schistes n'aura pas été soumis à une analyse systématique, on ne saura rien du rôle véritable joué par les boues quartzeuses consolidées dans la série sédimentaire ancienne.

Pour l'instant, je ne connais qu'une seule roche qui s'en réclame, et tout fait supposer qu'elle est d'origine lagunaire. Il s'agit de celle que j'ai décrite

autrefois sous le nom de *grès pyriteux* d'Issy (Seine)[1]. Elle formait dans l'ancienne carrière dite de Vaugirard, près de la porte de Versailles, des plaques et rognons disséminés dans les « sables d'Auteuil » subordonnés, à la partie supérieure de l'argile plastique. Au microscope, ces matériaux se résolvent en granules de quartz très anguleux, de taille généralement inférieure à o mm. o5, dont le facies est celui d'esquilles et d'éclats dépourvus de toutes traces d'usure, assemblés sans la moindre préparation mécanique. Une gangue de marcassite représentant à peu près la moitié du dépôt isole et agglutine les débris de quartz. Il est clair que, dans l'espèce, la notion d'un ciment primordial s'impose tout particulièrement.

Nous avons là, nettement exprimés, les caractères des boues et poussières typiques, à savoir des grains anguleux, affectant la forme d'éclats, non façonnés par l'agent qui les a transportés et nullement classés.

Au point où j'ai prélevé mes échantillons, le soi-disant sable d'Auteuil est une boue quartzeuse typique, et le résultat de sa consolidation une roche nettement distincte du grès proprement dit. C'est donc sous un autre nom qu'il faut la désigner si l'on ne veut pas perpétuer une confusion regrettable.

[1] L. Cayeux, Existence d'une faune saumâtre dans les sables de l'argile plastique d'Issy (Seine) (*C. R. Ac. Sc.*, t. CXL, 1905, p. 1728-1729).

Ibid., Structure et origine des grès du Tertiaire parisien (*Ét. des gîtes min. de la France*, 1906, p. 4 et 5 et fig. 1).

DEUXIÈME PARTIE.

ROCHES SILICEUSES D'ORIGINE ESSENTIELLEMENT ORGANIQUE.

Les organismes siliceux jouent un rôle capital, en tant qu'éléments constituants des roches sédimentaires, et surtout, en raison des réactions et métamorphoses dont ils sont le point de départ. Leur diffusion est beaucoup trop grande dans les sédiments pour qu'il soit possible d'analyser ici la totalité de ceux qui en renferment des représentants. Seuls, ou à peu près, les dépôts d'origine essentiellement organique seront passés en revue.

Tous les organismes siliceux connus prennent part à la formation des sédiments actuels et anciens et tous sont susceptibles par leur multiplication d'engendrer des sédiments presque à eux seuls. Il y a donc lieu de distinguer des dépôts siliceux respectivement caractérisés par des *Spongiaires*, par des *Radiolaires* et par des *Diatomées*.

En tenant compte des termes de passage entre les roches siliceuses d'origine essentiellement détritique et les roches siliceuses d'origine essentiellement organique, on peut établir le groupement suivant :

CLASSIFICATION DES ROCHES SILICEUSES CARACTÉRISÉES PAR DES ORGANISMES SILICEUX.

Termes de passage des roches détritiques aux roches d'origine organique.....	*Grès à spicules....*	*Grès à Radiolaires.*	*Grès à Diatomées.*
Termes de passage des roches d'origine organique aux roches détritiques.....	*Gaizes à spicules...*	*Gaizes à Radiolaires*	*Gaizes à Diatomées.*
Types anciens.....	*Spongolithes.....*	*Jaspes à Radiolaires (Radiolarites).*	*Diatomites.*
Types actuels.....	*Vases à spicules...*	*Vases à Radiolaires.*	*Vases à Diatomées.*

CHAPITRE III.

DÉPÔTS À SPICULES D'ÉPONGES.

La diffusion des spicules d'Éponges sur les fonds sous-marins actuels n'est rien moins que très grande, puisque, au dire de sir John Murray et de J. Hjort [1], la presque totalité des dépôts dragués en renferment. Mais si l'on en juge par ce que l'on sait aujourd'hui, il est très rare qu'ils prennent une part considérable à leur formation.

D'après J. Murray [2] et A.-F. Renard [3] des spicules ont été dragués en grand nombre en quelques points. Ainsi une boue recueillie par 120 brasses (219 m.), au large des îles Kerguelen, renferme jusqu'à 50 p. 100 d'organismes siliceux (principalement des spicules). Un seul coup de filet donné dans cette région a fourni plus de cent exemplaires de *Rosellaria antarctica*. A Zébu (Philippines) de nombreux échantillons d'*Euplectella* et autres types furent recueillis à 100 brasses (183 m.). Au large des îles Ki un fond de 129 brasses (235 m.) a livré dix-huit espèces d'*Hexactinellidae*, représentées par un grand nombre d'individus. Abstraction faite de ces points exceptionnels où le degré de fréquence des spicules est très élevé et peut atteindre 20 p. 100, mais sur une aire restreinte, les dépôts terrigènes et pélagiques sont caractérisés par une très faible proportion de spicules d'Éponges. D'après J. Murray, la moyenne ne dépasserait pas 2 à 3 p. 100 des vases de mer profonde.

Contre toute attente, les spicules d'Éponges, presque partout représentés, ne joueraient donc pas à l'époque actuelle un rôle pétrographique comparable à celui qu'ils ont tenu dans le passé. A telles enseignes que les vases à Radio-

[1] Sir John Murray and Dr J. Hjort, The Depths of the Ocean, 1912, p. 149.

[2] J. Murray, On Silica and the siliceous Remains of Organisms in modern Seas (*Proc. roy. Soc. Edinburgh*, vol. xviii, 1891, p. 230).

[3] J. Murray and A. F. Renard, Deep-Sea Deposits, p. 283.

laires et les vases à Diatomées n'auraient point leurs pendants aujourd'hui sous forme de vases à Spongiaires. Je suis fort tenté de croire que sur ce point nos connaissances sont appelées à se modifier avec le temps et qu'un jour viendra où l'on comptera assez de stations riches en spicules d'Éponges pour que soit établi un groupe de vases à Spongiaires.

En ce qui concerne les dépôts d'eau douce, le cas est tant soit peu différent. Jusqu'à présent les boues lacustres de France n'ont pas fourni de spicules. La même absence a été constatée en Écosse. J. Chumley, de l'Université de Glasgow, m'écrit que des 700 échantillons récoltés dans les lacs, pas un seul ne renferme de spicules d'Éponges d'eau douce. Mais il n'en va pas de même au Canada. Des lacs de la Nouvelle Écosse déposent actuellement des boues à Diatomées et à spicules d'Éponges. En quelques points, ces boues sont presque uniquement composées de Diatomées et de spicules, et dans quelques lacs, elles sont plus riches en spicules d'Éponges qu'en Diatomées [1].

Le double habitat des Spongiaires sert tout naturellement de base à la classification des dépôts à décrire, comprenant des formations marines à Spongiaires et des sédiments caractérisés par des spicules d'eau douce.

DÉPÔTS ANCIENS À SPICULES D'ÉPONGES MARINES.

Les deux seuls groupes de roches qui les constituent, à savoir les *gaizes* et les *spongolithes*, ne diffèrent entre eux que par leur teneur en spicules. Ceux-ci l'emportent dans les spongolithes qui en sont pétries, alors que dans les gaizes ils sont, quoique très nombreux, relégués au second rang par rapport aux minéraux et ciment réunis.

A. Gaizes.

Envisagé dans son acception la plus compréhensive, le groupe des gaizes constitue, au point de vue minéralogique et chimique, un terme de transition entre les roches siliceuses d'origine détritique et celles d'origine organique.

[1] J. H. Mackay, A preliminary Examination of the siliceous organic Remains in the lacustrine Deposits of the Province of Nova Scotia, Canada (*Geol. Mag.*, N. S., Dec. III, vol. 1, 1884, p. 561-562).

Pour plus de précision, on peut dire que les gaizes se rattachent intimement, d'une part, aux grès glauconieux à ciment d'opale et de calcédonite et, d'autre part, aux spongolithes, radiolarites et diatomites. Mais, à la vérité, c'est presque toujours aux spongolithes qu'elles servent de termes de transition. Dans ces conditions, notre étude des roches siliceuses d'origine essentiellement organique doit logiquement commencer par celle des gaizes.

La formation de la gaize du Bassin de Paris était autrefois désignée sous les noms de *grès vert, craie tufeau, pierre-morte* et de *pouzzolane*. C'est en 1842 qu'il est question pour la première fois d'une roche appelée gaize. « Le grès vert de l'arrondissement de Vouziers, écrivaient à cette époque Sauvage et Buvignier, que nous désignerons plus généralement sous le nom de *craie tufeau* et qui est appelé *gaize* dans le pays. . . »[1]. Chose curieuse, le terme ne figure ni dans le Traité des roches de Coquand (1857) ni dans la Description des roches de Cordier (1868).

Soit que la nature des roches à rapporter aux véritables gaizes ait été méconnue, soit que le groupe ait réellement une extension très limitée en France, dans le temps et dans l'espace, les gaizes ne sont connues pour le moment que dans le Bassin de Paris, où elles font leur apparition, sous un facies un peu aberrant, dans la zone à *Cardioceras Lamberti* des Ardennes, puis elles se développent dans les zones à *Acanthoceras mamillare* et *Hoplites interruptus* de ce même département, et principalement dans la zone à *Schlænbachia inflata* de l'Argonne et du Pays de Bray, pour se retrouver, une dernière fois, dans le Cénomanien à *Acanthoceras Mantelli* du Cher. Des gaizes, plus ou moins différentes de celles de l'Argonne, existent dans le Tertiaire du département du Nord, puis dans l'Albien, le Cénomanien, le Turonien et le Sénonien de la Belgique. On en connaît en Angleterre, sous des noms locaux : *malmstone, hearthstone, firestone* et *chert* dans les Lower and Upper Greensands[2] ainsi que dans le Lower Chalk[3]. Elles y ont été décrites comme *sponge-beds* avant que la gaize ne fût analysée au microscope en France.

[1] C. Sauvage et A. Buvignier, Statistique minéralogique et géologique du département des Ardennes, 1842, p. 358.

[2] G. J. Hinde, On Beds of Sponge-Remains in the Lower and Upper Greensand of the South of England (*Phil. Trans. Roy. Soc.*, 1885, part II, p. 403-453, pl. 40-45).

[3] A. J. Jukes-Browne and W. Hill, The Occurence of colloid Silica in the Lower Chalk of Berkshire and Wiltshire (*Quart. Journ. Geol. Soc.*, vol. 45, 1889, p. 403-422).

Tel qu'il est compris dans les pages suivantes, le groupe des gaizes réunit des dépôts du Bassin de Paris, considérés depuis longtemps comme le type même de la formation, et des roches du Nord de la France ainsi que de la Belgique, figurant dans la nomenclature sous des noms divers, tout en présentant de grandes affinités avec les gaizes typiques. Chacune des deux séries fera l'objet d'une étude spéciale dans laquelle on retrouvera une partie seulement des documents que j'ai publiés sur la question en 1897 [1].

a. GAIZES TYPIQUES.

(*Roches actuellement connues sous le nom de gaizes.*)

(Pl. XIV, fig. 51-54.)

La gaize du Bassin de Paris a été caractérisée pour la première fois par Sauvage et Buvignier, puis elle a été étudiée, sans être soumise à une analyse pétrographique, par d'Archiac, Meugy et Nivoit, et M. Ch. Barrois. Pour ces différents auteurs, la gaize est avant tout un accident pétrographique de la série sédimentaire, riche en silice soluble dans la potasse.

Vue en grande masse, la gaize constitue une formation peu homogène, dépourvue de plans de stratification bien nets et d'allure générale lenticulaire. Celle de l'Argonne, qui reste en France le prototype du groupe, s'étend sans interruption depuis Attigny, au Nord de Vouziers, jusqu'au delà de Clermont, avec une épaisseur susceptible d'atteindre 80 et 100 mètres, dans les cantons de Grandpré et de Varennes, et une largeur maxima de près de 20 kilomètres. Ses propriétés physiques sont assez constantes pour qu'il y ait un air de famille très prononcé entre tous les éléments du groupe. De couleur gris sale, jaunâtre, gris bleuâtre, la gaize est une roche tant soit peu grenue. Certaines variétés ont quelque chose d'argileux dans l'aspect. Toutes sont plus ou moins poreuses et, partant, légères. Beaucoup de types manquent de consistance, et il en est fort peu qui ne laissent détacher des grains sous une forte pression des doigts. Font exception à la règle des noyaux très durs, répondant au type chert, morphologiquement mal définis, qui jouent dans les gaizes un rôle comparable à celui des silex de la craie. La plupart des

[1] L. Cayeux, Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. Part. I. Étude de quelques dépôts siliceux secondaires et tertiaires du Bassin de Paris et de la Belgique (*Mém. Soc. Géol. Nord*, t. IV, 2, 1897, p. 13-163).

échantillons font effervescence aux acides. Non convertie en chert, la gaize typique possède une densité d'environ 1,5.

Composition chimique. — Depuis que Sauvage et Buvignier ont signalé dans la gaize une proportion extrêmement élevée de silice soluble dans la potasse liquide — jusqu'à 56 p. 100 [1] —, on a pris l'habitude de dire que cette roche est caractérisée par la présence d'une forte teneur en silice soluble dans les alcalis. La formule en question traduit fidèlement les faits, mais vient-on à mettre en avant des chiffres résultant d'analyses effectuées dans des conditions différentes, la notion prête à ambiguïté. Des recherches de Rammelsberg [2], remontant à 1861, puis des expériences de Klément et Renard [3] ont démontré que l'attaque par la potasse caustique ne se borne pas seulement à la silice amorphe, mais que le quartz lui-même peut se dissoudre. La solubilité croît ou décroît suivant les conditions d'expérience, ainsi que le prouvent, notamment, des essais faits sur des silex, comme on le verra plus loin. En définitive, la quantité de silice amorphe incluse dans une gaize peut être très inférieure au total de la silice dissoute dans la potasse. Faute de n'avoir pas opéré dans les mêmes conditions, on est arrivé à des résultats très divergents qui ne correspondent pas nécessairement à de grandes différences de constitution. Il est une autre cause de divergence qui tient à un défaut d'homogénéité des roches ; il est tel, ce défaut, que deux analyses, faites par le même opérateur, en partant d'un même bloc, peuvent aboutir à des résultats dissemblables. Ma conclusion est qu'il ne faut attacher qu'une valeur toute relative aux analyses fournies par les anciens auteurs, lesquels ont toujours négligé de dire comment ils ont procédé, et qu'on peut s'en tenir à la formule générale suivante : *La gaize renferme une proportion exceptionnellement élevée de silice soluble dans les alcalis.*

Des analyses que j'ai publiées naguère peuvent être retenues, du fait que les résultats en sont comparables. Les prises d'essai ont été traitées pendant vingt heures par une solution froide de potasse caustique à 20 p. 100 et pendant quatre heures entre 50 et 65° [4]. J'en extrais les suivantes :

[1] On en a signalé jusqu'à 72 p. 100 en Angleterre.

[2] Rammelsberg, Ueber das Verhalten der aus Kieselsäure bestehenden Mineralien gegen Kalilauge (*Pogg. Ann.*, vol. 112, 1861, p. 177-192).

[3] A. F. Renard et C. Klément, Sur la nature minérale des silex de la craie de Nouvelles (*Bull. Ac. roy. Belgique*, 57e An., 3e S., vol. 14, 1887 ; Extr. p. 20).

[4] L. Cayeux, Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires, p. 68.

DÉSIGNATION.	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Silice soluble dans la potasse...	22.9	11.3	20.6	4.4	6.6	35.0	15.3
Silice insoluble.....	56.0	64.8	68.4	80.0	57.0	57.3	67.0
Alumine.....	4.4	7.2	1.0	3.4	7.2	2.0	6.0
Peroxyde de fer.....	6.6	5.0	3.0	1.2	2.8	2.0	3.0
Chaux.....	1.6	2.6	1.3	3.6	11.3	0.6	1.6
Perte par calcination.....	8.0	8.6	5.6	7.0	14.6	2.8	6.6
TOTAUX.....	99.5	99.5	99.9	99.6	99.5	99.7	99.5

I. Gaize à *Ac. mamillare* de la Reupette (Ardennes). — II. Gaize à *Sch. inflata* de Vouziers (Ardennes). — III. Gaize à *Sch. inflata* de Marlemont (Ardennes). — IV. Gaize cherteuse à *Sch. inflata* d'Octeville (Seine-Inférieure). — V. Gaize à *Sch. inflata* de Chassy (Yonne). — VI. Gaize cherteuse à *Ac. Mantelli* d'Henrichemont (Cher). — VII. Gaize tendre à *Ac. Mantelli* d'Henrichemont (Cher).

Une nouvelle analyse de cinq échantillons avec dosage de la silice soluble, dans les conditions indiquées au début de ce mémoire (p. 6), a fourni les résultats consignés dans le tableau suivant :

DÉSIGNATION.	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO^2 (totale).....	85.05	70.25	90.75	85.65	85.70
SiO^2 (soluble).....	4.05	4.05	5.10	4.20	4.40
Al^2O^3.....	3.79	7.19	2.70	1.56	3.88
Fe^2O^3.....	4.31	2.71	1.35	0.79	2.07
CaO.....	0.30	1.85	0.35	3.40	1.05
MgO.....	0.68	0.99	0.41	0.54	0.49
K^2O.....	1.39	1.49	0.54	0.47	0.68
Na^2O.....	0.23	0.23	0.44	0.40	0.20
TiO^2.....	0.20	0.40	0.20	0.20	0.30
P^2O^5.....	//	//	//	//	traces.
CO^2.....	0.50	0.55	//	2.30	//
H^2O.....	3.60	6.60	2.55	2.80	5.80
TOTAUX.....	100.05	100.26	99.29	99.11	100.17

I. Gaize à *Ac. mamillare* de Liart (Ardennes). — II. Gaize à *Sch. inflata* de Vouziers (Ardennes). — III. Gaize à *Sch. inflata* d'Ernemont (Seine-Inférieure). — IV. Gaize à *Sch. inflata* d'Octeville (Seine-Inférieure). — Gaize à *Ac. Mantelli* d'Humbligny (Cher).

D'après ces dernières analyses, il est à noter que la teneur en silice soluble est presque constante, car elle varie seulement de 4.5 à 5.10 p. 100, et que toutes les gaizes sont alumineuses (principalement celle de Vouziers, dont le caractère argileux est très apparent). Quant à la potasse et la soude, toujours présentes, elles sont à rapporter à la glauconie en presque totalité.

Minéraux. — La teneur en minéraux, susceptible d'atteindre 80 p. 100 dans les types extrêmes, qui relèvent en réalité des grès, tombe à 5 p. 100 dans les variétés calcarifères.

Les minéraux détritiques interviennent dans la formation de la gaize (grès inclus) pour la moitié au plus. En général, leur proportion oscille autour de 10 p. 100, et il arrive qu'elle descende à 5 p. 100. Leur diamètre, également sujet à de grandes variations, atteint 0 mm. 1 dans les gaizes typiques. Les variétés calcarifères, que nous savons les plus pauvres en minéraux, sont en même temps celles qui renferment les éléments détritiques les plus petits. De nombreuses espèces minérales font cortège au quartz (*a*) ; ce sont la muscovite, les feldspaths orthose et plagioclases, le zircon, la magnétite, la tourmaline, le rutile, etc. Seul le mica blanc peut être très abondant.

La glauconie ne manque dans aucune gaize, et elle en peut constituer un élément essentiel. De façon générale, le nombre et le volume de ses représentants augmentent au fur et à mesure que le caractère littoral du dépôt s'accentue, comme au Nord du bassin, dans les régions de Draize et de Marlemont, où la glauconie montre son plus beau développement. Elle donne souvent aux gaizes le facies de certains « tuffeaux » landéniens. Ses principales manières d'être sont les suivantes :

a. Grains de forme générale arrondie du type homogène (*b*), plus volumineux que les éléments de quartz qui les accompagnent, et ne présentant rien, ni dans les contours, ni dans la structure, qui rappelle le dessin d'un organisme.

b. Grains de forme très irrégulière, d'aspect concrétionné, à structure granulée, comportant ou non des solutions de continuité (fig. 53, *c*). C'est la variété prépondérante dans la gaize des massifs de Draize et de Marlemont, où sa physionomie rappelle beaucoup celle des grains de glauconie des grès-tuffeaux éocènes du Nord de la France et de la Belgique.

c. Grains clivés, comme ceux des grès à ciment d'opale et de calcédonite (p. 128), plus connus sous le nom de tuffeaux.

d. Glauconie en forme de taches à contours vaguement définis et faisant corps avec le ciment.

e. Glauconie en grains renfermant des inclusions quartzeuses, ou en enduit sur des éléments de quartz et de feldspaths détritiques. Par l'épaississement des incrustations, il y a passage de la dernière catégorie à la première.

f. Glauconie épigénisant des spicules d'Éponges, ou incluse dans des loges de Foraminifères.

La pyrite fait partie intégrante de toutes les gaizes, mais c'est seulement dans certains types de l'Argonne et du Cher qu'elle joue un rôle notable. Son intervention à une échelle appréciable dans l'épigénie des spicules d'Éponges (Argonne et Cher) est à souligner.

Organismes. — Quelle que soit la part réservée aux minéraux, leur contribution est toujours importante. Outre quelques débris de Mollusques et d'Échinodermes (plaques et piquants) sur lesquels il n'y a pas lieu d'insister, on trouve dans les gaizes des représentants de Spongiaires, de Radiolaires, de Diatomées et de Foraminifères. Abstraction faite de ceux-ci, dont le rôle est à proprement parler négligeable, sauf dans certaines variétés de transition observées en bordure des lentilles de gaize, on voit que c'est tout le groupe des organismes siliceux qui vient au premier rang.

Spongiaires. — Ils jouent un rôle capital dans l'histoire des gaizes dont ils constituent, au surplus, la caractéristique organique. Lors de leur plus grande fréquence, les spicules ne représentent guère plus de la moitié de la roche, proportion qui tombe à 10 p. 100 dans les types qui en sont pauvres.

De forme excessivement variée, les spicules se répartissent entre tous les groupes d'Éponges siliceuses. Les éléments monoaxes prédominent. On ne peut, malheureusement, en fixer la proportion à rattacher aux *Monactinellidae* et aux autres ordres, mais vu le nombre de spicules multiaxes qui appartiennent sans conteste aux *Tetractinellidae* et aux *Lithistidae,* il est certain qu'une bonne part est à rapporter à ces deux groupes et surtout au premier. La série des spicules uniaxes comprend à la fois des spicules du squelette et des spi-

cules de la chair, beaucoup plus petits que les premiers et très grêles. Les spicules globuleux manquent rarement (fig. 51, *g*).

Les *Tetractinellidae* et les *Lithistidae* comptent de nombreux spicules polyaxes (fig. 51, *f*), alors que les restes d'*Hexactinellidae* sont d'une grande rareté. On trouve accidentellement des débris de réseau composés de spicules hexaradiés soudés. Leur présence dans des sédiments qui admettent jusqu'à 50 p. 100 de matériaux clastiques est assez inattendue. Parmi les formes multiradiées, les spicules de *Tetractinellidae* et de *Lithistidae* l'emportent tour à tour. En général, les spicules de ces trois ordres sont de grande taille et de forme trapue; ceux d'*Hexactinellidae* présentent ce double caractère particulièrement marqué.

Il est de règle que les formes relevant de tous les groupes en présence se rencontrent pêle-mêle et qu'un grand nombre soient fragmentaires, double conséquence d'un brassage des éléments.

L'état de fossilisation des restes de Spongiaires est sujet à d'infinies variations. On y peut reconnaître l'*opale*, la *calcédonite*, la *glauconie* et la *pyrite*, les trois premières de ces substances étant susceptibles de s'associer en toutes proportions dans un seul et même individu. Parmi les manières d'être observées, citons les suivantes : *a*. Canal plus ou moins élargi, rempli d'opale, le reste du spicule étant formé d'opale, différenciée en croissants, couronnes et coins (fig. 52, *c* et *d*, fig. 53, *d* et fig. 54, *c*). *b*. Spicule tout entier en opale, sans trace de canal. *c*. Canal en opale et le reste en calcédonite (fig. 51, *d*); l'inverse ne s'observe que de loin en loin. *d*. Spicule calcédonieux avec vestiges de canal, en opale, en glauconie ou fossilisés par un mélange des deux substances. *e*. Spicule entièrement calcédonieux dont le dessin général est bien conservé avec ou sans le concours d'une gaine d'opale (fig. 51, *e*; fig. 52, *e* et fig. 54, *d*). *f*. Spicule calcédonieux dont les contours sont détruits par cristallisation de la gangue (fig. 54, *d*); il n'est pas rare que le dessin en transparaisse avec le condenseur très baissé. *g*. Effacement complet des caractères morphologiques, le canal étant conservé, en tout ou partie (fig. 54, *e*). *h*. Spicules se décomposant en plusieurs tronçons fossilisés de façon différente.

La présence de la pyrite est particulièrement intéressante, synonyme qu'elle est de mise en liberté de la silice qui formait primitivement les spicules. Certaines gaizes comme celles de Grandpré et du Cher renferment de nombreux spicules pyriteux. Dans le même ordre d'idées, l'existence de vides,

correspondant à l'emplacement de spicules dissous, est à souligner. Des gaizes de Vouziers et de Grandpré en sont criblées. Dans une gaize albienne (Memphis), où leur degré de fréquence est particulièrement élevé, des vides correspondent sensiblement au quart de la surface totale d'une section. Beaucoup de gaizes en sont dépourvues, et c'est notamment le cas pour les variétés grossières (Draize, Marlemont).

Radiolaires. — Les formes dont le diagnostic peut se faire en toute certitude s'observent en nombre extrêmement restreint et sont loin d'exister dans tous les échantillons analysés. Des représentants de *Sphaeroïdea*, *Ellipsida* et *Stichocyrtida* ont été définis. Un doute plane sur l'identité de nombreux éléments arrondis, lesquels sont probablement des spicules globuleux transformés en calcédonite.

Diatomées. — Au total, le rôle de ces organismes est presque insignifiant, et la plupart des gaizes en sont complètement dépourvues [1]. Quelques Diatomées d'une gaize de l'Yonne sont calcifiées, phénomène que l'on sait généralisé pour les nombreuses Diatomées d'un calcaire pliocène du Japon [2].

Foraminifères. — Ils manquent ou peu s'en faut dans les gaizes typiques, la plupart d'entre elles ne renfermant guère que trois ou quatre individus au maximum par préparation. Dans certaines variétés très calcarifères du Pays de Bray (Sommery, Mont-Bernier) et de l'Yonne, les Foraminifères comptent bien pour un tiers dans la constitution de la roche. Il s'agit alors de types tout à fait exceptionnels, marquant le passage de la gaize à des dépôts crayeux. Leur taille, ainsi que l'épaisseur du test, augmentent nettement avec le développement du caractère littoral du dépôt. Dans les gaizes dont le carbonate de chaux a été exclu avec le temps, le test de ces organismes est invariablement silicifié.

Ciment. — A dire vrai, tout le problème des gaizes se confond avec celui de leur ciment, car les minéraux pas plus que les organismes ne soulèvent

[1] Les Diatomées sont loin de jouer dans la constitution des gaizes le rôle que je leur ai attribué autrefois, après avoir analysé quelques échantillons tout à fait exceptionnels.

[2] J. Brun et J. Tempère, Diatomées fossiles du Japon (*Mém. Soc. Phys. et Hist. Nat. Genève*, t. XXX, 1889, n° 9, 75 p., 8 pl.).

aucune difficulté d'interprétation qui soit d'importance. Dans l'ensemble, on peut noter que la gangue des gaizes typiques se résout en une association intime de silice très prépondérante, de matière argileuse, généralement de calcaire réduit au rôle de témoin, de nombreuses paillettes micacées très exiguës dans les types à fond argileux et, enfin, de pyrite et de limonite. Des gaizes sont très peu argileuses, et beaucoup ne renferment plus que des traces de carbonate de chaux. En particulier, les gaizes de l'Argonne, puis des massifs de Draize et de Marlemont ne sont, en grande majorité, que peu ou point calcarifères. Dans celles du Pays de Bray, de l'Yonne et du Cher, le carbonate de chaux est un élément constant et souvent important.

La silice est très développée dans le ciment à l'état d'opale très prédominante et de calcédonite.

L'opale revêt trois manières d'être distinctes :

a. On la voit en masse homogène, de teinte grise, jaunâtre, ou franchement jaune, très réfringente, faisant une place variable à la matière argileuse. Le mélange des deux substances est très intime, et lorsque la première ne subit aucune différenciation morphologique (fig. 51, *h*; fig. 52, *f* et fig. 53, *e*), ce qui est très fréquent, on éprouve de grandes difficultés pour fixer au microscope la part qui lui revient exactement dans la composition du ciment. Il n'est pas superflu dans ces conditions de recourir à un essai microchimique pour établir un diagnostic rigoureux. Cette variété de silice, qui n'exerce aucune action sur la lumière polarisée, n'est pas autre chose que l'*opale gélatinoïde* des auteurs [opale gélatineuse, silice gélatineuse, silice hydratée (*pars*)].

b. Dans beaucoup de gaizes, l'opale gélatinoïde, d'aspect homogène aux plus faibles grossissements, se résout, en réalité, en une infinité de petites sections circulaires, souvent incomplètes, empiétant les unes sur les autres, d'un diamètre maximum de 0 mm. 02. C'est en cela que consiste la première ébauche de structure globulaire. Le dessin des globules est plus ou moins achevé, mais il n'y a pas, à proprement parler, de différenciation morphologique. A un deuxième stade, le ciment se découpe en petites perles soudées et prend, dans son ensemble, un aspect finement mamelonné. Ainsi modifiée, l'opale reproduit l'aspect perlitique de certains dépôts artificiels de silice. Le terme de complication qui lui succède est marqué par l'apparition de la calcédonite ; dès lors, l'opale cesse de former une masse continue, inter-

rompue qu'elle est par des taches calcédonieuses (fig. 52, *g* et fig. 54, *f*). Sur les bords des petits nids de calcédonite, l'opale revêt la forme globulaire, mais les petites perles restent intimement soudées à la masse du ciment qui prend l'aspect d'un agrégat mûriforme. Puis les globules s'isolent davantage, tout en restant pour le moins contigus ; on les voit alors se grouper de mille façons, et, notamment, s'aligner en séries moniliformes fixées sur les spicules d'Éponges. Au dernier stade, les globules acquièrent une indépendance complète au sein de la calcédonite. L'opale gélatinoïde passe de la sorte à l'opale dite *hyalitique*. Dans tous les cas, les globules mesurent environ 0 mm. 02.

Étudiées en elles-mêmes, les sphérules en question réalisent plusieurs manières d'être. Ce sont, tantôt, des boules faites de la même opale du centre à la périphérie et, tantôt, des sphéroïdes composés d'une enveloppe et d'un noyau de teinte et de réfringence différentes. Ces deux types de globules, qui sont incomparablement les plus répandus, n'ont aucune action sur la lumière polarisée. Il en va différemment pour une troisième catégorie de perles formées d'une série d'enveloppes concentriques. La densité ainsi que l'élasticité optique variant pour les différentes zones, l'ensemble agit sur la lumière polarisée à la façon du verre comprimé, et les globules présentent une croix noire, dont les branches sont situées dans les plans principaux des nicols. Comme l'existence de l'opale hyalitique est liée sans exception à celle de la calcédonite, et que le diamètre moyen des globules est un peu inférieur à l'épaisseur des préparations, il est toujours très difficile de faire le départ du phénomène de polarisation propre au milieu calcédonieux de celui des sphérules qui y sont emprisonnées.

c. L'opale des gaizes peut être *sphérolithique ;* en l'occurrence, les globules sont très finement radiés à partir du centre.

De ces diverses façons d'être de la silice optiquement amorphe, c'est l'opale gélatinoïde qui l'emporte de beaucoup, les variétés hyalitiques et sphérolithiques étant respectivement accessoires et rares.

Dans les gaizes typiques, il est rare que le ciment d'opale se différencie autour des corps étrangers qu'il englobe. Quand il le fait, on voit la silice incruster les spicules d'Éponges, et rarement les autres éléments d'une enveloppe zonée, comportant des feuillets successifs très réfringents et de couleur grise ne différant que par des nuances. Cette opale peut être mamelonnée.

Il est juste de rappeler à cette place que l'état globulaire de la silice des

roches sédimentaires a été signalé et décrit par G. J. Hinde [1] dans le Greensand inférieur et supérieur du Sud de l'Angleterre et que Jukes-Browne et Hill [2] ont retrouvé dans le Cénomanien à *Sch. varians* du Berkshire et du Wiltshire.

La *calcédonite* s'est développée sur l'emplacement de beaucoup de spicules et aux dépens du ciment. On la rencontre indifféremment dans les gaizes exclusivement siliceuses et dans celles qui sont abondamment pourvues de carbonate de chaux. En général, c'est un spicule d'Éponge qui est le point de départ de la formation d'une petite plage calcédonieuse. Développée à grande échelle, la calcédonite met en cause plusieurs débris de Spongiaires, la participation des spicules à la genèse des nids calcédonieux se faisant de la façon la plus capricieuse. Par exemple, on peut voir côte à côte un spicule entièrement calcédonieux et un autre en opale, ayant conservé son canal plus ou moins intact. Les îlots calcédonieux en question sont très petits, et fréquemment interrompus par des portions de ciment d'opale plus ou moins différenciée morphologiquement.

Toute apparition de calcédonite en quantité notable dans une gaize se traduit par la formation de *points cherteux*, c'est-à-dire par le développement de taches nuageuses et dures, qui deviennent, en s'amplifiant, des rognons siliceux d'un type très particulier, décrits plus loin sous le nom de *cherts*.

En général, la calcédonite qui prend ainsi naissance sur l'emplacement des spicules et dans la gangue, n'est pas très largement cristallisée. Le plus souvent, elle engendre des fibres courtes, groupées en éventails plus ou moins ouverts et petits. La structure fibreuse n'en ressort pas toujours avec netteté. Sauf sur l'emplacement des spicules, les groupements en sphérolithes sont très rares. La cristallisation en fibres de longueur moyenne est réservée aux spicules, et encore y est-elle peu répandue.

L'intervention de la *matière argileuse* est démontrée par l'analyse chimique, qui met en évidence une proportion très variable et souvent notable d'alumine, ainsi que par le microscope. Les tableaux d'analyse donnés plus haut (p. 259) accusent des teneurs variant de 1 à 7.19 d'alumine. Une gaize de Sommery

[1] G. J. Hinde, On Beds of Sponge-Remains in the Lower and Upper Greensand of the South of England (*Phil. Trans. Roy. Soc.*, 1885, part. II, p. 403-453, pl. 40-45).

[2] A. J. Jukes-Browne and W. Hill, The Occurence of colloid Silica in the Lower Chalk of Berkshire and Wiltshire (*Quart. Journ. Geol. Soc.*, vol. 45, 1889, p. 403-422).

(Seine-Inférieure), analysée à l'École des Mines, en a fourni 33 p. 100 [1]. En rapportant les premiers chiffres à l'halloysite, par exemple, la teneur en argile serait comprise entre 2.53 et 18,18. Dans les variétés qui en sont le mieux pourvues, on distingue d'innombrables paillettes cristallines de dimensions exiguës, réagissant très nettement sur la lumière polarisée avec des tons gris, ou bleu ardoisé. Ces paillettes, aisément séparables des petites lamelles micacées qui leur font cortège, par suite d'une biréfringence plus faible, rappellent à tous égards celles des argiles plastiques des environs de Paris, et notamment de Montereau.

On est parfois amené à se demander s'il n'existe pas, en outre, un fond d'argile amorphe, non décomposable en particules distinctes, et sans action sur la lumière polarisée. On conçoit qu'une association intime d'opale indifférenciée, de phyllites très exiguës, d'argile finement pailletée, constitue un milieu très défavorable pour trancher une pareille difficulté.

b. GAIZES DÉSIGNÉES SOUS DES NOMS DIVERS.

(Pl. XV, fig. 55-57 et pl. XVI, fig. 58-59.)

La famille des gaizes est beaucoup moins pauvre en représentants que ne le fait supposer la terminologie en usage. De multiples formations, s'échelonnant de l'Infracrétacé à l'Éocène, classées sous les noms de *Meule, Têtes de chat, Smectique, Tuffeaux* et *Argilites* se résolvent en complexes dans lesquels il existe des grès, des gaizes et des spongolithes.

1. **Gaizes du groupe de la Meule** [2] (Pl. XV, fig. 55). — Les mineurs du Hainaut belge ont donné le nom de meule à un ensemble de sables et de « grès » glauconieux, réputés riches en silice soluble dans les alcalis, observés en affleurement et surtout dans les travaux de mines. C'est un dépôt synchronique de la gaize de l'Argonne, principalement développé en Belgique, où il est connu sous le nom de « Meule de Bracquegnies ». La formation déborde tant soit peu sur le territoire français, du côté de Valenciennes, où elle devient la « Meule de Thivencelles ».

Le complexe de la meule groupe, en réalité, des roches extrêmement

[1] A. DE LAPPARENT, Le Pays de Bray (*Mém. Carte géol. dét. de la France*, 1879, p. 68).
[2] L. CAYEUX, *op. cit*, p. 81-100.

diverses, particulièrement intéressantes au point de vue des manières d'être de la glauconie et des caractères que présentent les spicules d'Éponges [1]. On en doit la connaissance, au point de vue géologique, à Dumont [2], Briart et Cornet [3], Dewalque [4], etc.

Les caractères physiques de la meule de Bracquegnies la rapprochent beaucoup des gaizes du Bassin de Paris, ressemblance que Dewalque a fait ressortir dès 1868. Débarrassée de la plus grande partie de son eau de carrière, c'est une roche gris très clair, toujours piquetée de points glauconieux, légère, sonore, happant fortement à la langue et susceptible d'absorber 30 p. 100 de son poids d'eau. L'opale s'y voit en quantité à la loupe, jouant le rôle de trame. Les tests de Mollusques, dont elle est parfois pétrie, tranchent sur le fond clair de la meule, grâce à leur cassure de silex, due à la calcédonite, qui les épigénise, seule ou accompagnée d'opale.

La meule typique de Bracquegnies n'est pas calcarifère et contient une proportion de silice soluble dans les alcalis atteignant, d'après Dewalque, jusqu'à 55 p. 100. Une meule à spicules d'Éponges et très quartzeuse, dont j'ai fait connaître la composition, en 1897, renferme 21 p. 100 de silice soluble dans la potasse et 4.2 p. 100 d'alumine. Un échantillon analysé dans les conditions indiquées plus haut (p. 6) a donné les résultats suivants :

SiO^2 (totale)	91.80	
SiO^2 (soluble)		4.65
Al^2O^3	1.87	
Fe^2O^3	1.83	
CaO	0.30	
MgO	0.35	
K^2O	0.64	
Na^2O	0.32	
TiO^2	0.20	
P^2O^5	"	
CO^2	"	
H^2O	2.65	
TOTAL	99.96	

[1] L. CAYEUX, Nouvelles données sur la glauconie tirées de l'étude des formations crétacées traversées par le puits d'Harchies (Belgique) [*Cinquantenaire Soc. Géol. Belgique*, 1924, p. 73-75].

[2] A. DUMONT, Mémoires sur les terrains crétacés et tertiaires, t. I, 1878, p. 65-70.

[3] A. BRIART et F. L. CORNET, Description minéralogique, géologique et paléontologique de la meule de Bracquegnies (*Mém. Ac. roy. Belgique*, vol. 34, 1865, 92 p. et 8 pl.).

[4] G. DEWALQUE, Prodrome d'une description géologique de la Belgique, 1868, p. 165.

[5] L. CAYEUX, Introduction, etc., p. 83.

Telle qu'elle existe dans la partie française du Bassin de Paris, la formation de la meule est pour ainsi dire dépourvue de gaize proprement dite. La meule de Thivencelles [1], qui la représente, est invariablement calcarifère et caractérisée par des spicules fragmentaires de taille exceptionnellement grande, se prêtant mieux que tous les autres à l'analyse des produits de différenciation de l'opale. Tous les échantillons font une place importante à la glauconie (*b*), très variée dans ses manières d'être, et réalisant notamment un état globulaire de grand intérêt. Les accidents cherteux y paraissent très développés.

De même que pour les gaizes typiques, la caractéristique organique de la meule-gaize est fournie par de nombreux restes de Spongiaires. Ce sont, en grande majorité, des spicules monoaxes, puis des formes de *Tetractinellidae*, et très peu de *Lithistidae* et d'*Hexactinellidae*. Comme dans la gaize typique, les états de fossilisation des spicules sont très variés. On observe avec fréquence des spicules en opale, des spicules calcédonieux avec ou sans canal glauconieux (*c* et *d*), des spicules entièrement glauconieux (*e*), etc. Les spicules globuleux (*f*) jouent parfois un rôle assez important pour imprimer aux préparations une physionomie particulière. Par la multiplication des spicules la meule-gaize passe à la spongolithe. Les débris de Spongiaires ressortent plus ou moins du fond d'opale qui les entoure. Tantôt ils sont engagés dans une silice d'égale réfringence, auquel cas leur individualité est assez effacée; tantôt, et le plus souvent, leurs contours sont soulignés par un revêtement d'opale très réfringente. La proportion des vides laissés par des spicules disparus représente jusqu'à la moitié de la surface totale des sections minces.

La contribution organique comprend, en outre, des fragments de Mollusques, quelques restes d'Échinodermes, au réseau parfois fossilisé par la glauconie, des Radiolaires, dont les représentants certains sont des plus rares, et des Foraminifères, à raison d'un par plusieurs préparations.

Les Mollusques, auxquels un rôle parfois important est dévolu dans la constitution de la meule, sous la forme de coquilles entières ou fragmentaires, sont silicifiés par des combinaisons d'opale, de calcédonite, de quartzine et de quartz. La première de ces substances est généralement confinée à la périphérie des sections, où elle est indifférenciée le plus souvent, finement mamelonnée et quelquefois découpée en petites sphérules libres ou agglutinées. De beaucoup la plus répandue, la calcédonite engendre, soit une

[1] L. Cayeux, *op. cit.*, p. 91-95.

structure cryptocristalline, comme celle des silex typiques de la craie, soit une structure beaucoup moins fine caractérisée par des fibres de dimensions moyennes, associées en éventails, en sphérolithes plus ou moins complets, parfois d'assez grande taille pour montrer le phénomène de l'enroulement hélicoïdal des fibres. La combinaison de la calcédonite et de la quartzine en feuillets alternants avec fibres normales aux lignes d'accroissement est un nouvel élément de diversité. Certains feuillets sont tout entiers en calcédonite ou en quartzine, d'autres font une place aux deux silices en fibres disposées côte à côte et jamais enchevêtrées. Quant au quartz, il est développé en granules, rassemblés en petit nombre à la plus grande distance de la surface des coquilles. Règle générale, la structure première ne transparaît pas dans l'arrangement des éléments siliceux.

La gangue est constituée, ou par un simple encroûtement d'opale zonée, reliant tous les éléments et laissant entre eux de nombreux vides, ou par de l'opale remplissant tous les espaces libres résultant de la juxtaposition incomplète des matériaux (*g*). Lorsque des spicules ont disparu, la place en reste vide, mais leurs contours primitifs sont parfaitement dessinés par le même liséré d'opale qui recouvre tous les restes organiques, preuve que leur destruction est postérieure à la formation du ciment actuel.

De même que dans les gaizes typiques, il existe des concentrations siliceuses inséparables de la roche, réunissant tous les caractères des cherts. Nulle part la remise en mouvement de la silice n'est plus certaine que dans la meule, où l'opale et la calcédonite peuvent se rencontrer en lits très minces, veinules et rognons développés postérieurement à la mise en place des éléments minéraux et organiques.

2. **Gaizes connues sous le nom de Têtes de chat en Belgique**[1] (Pl. XVI, fig. 61). La gaize à *I. labiatus* des environs de Mons comporte un horizon, appelé par les mineurs *Bleus* ou *Verts à Têtes de chat,* renfermant à la fois des gaizes et des spongolithes. Débarrassées de leur eau de carrière, les têtes de chat, que j'assimile aux gaizes, sont constituées par une roche légère, relativement fine, poreuse, d'une cohérence plutôt faible, happant à la langue, et de couleur gris bleuâtre en profondeur. Comme dans les gaizes

[1] L. Cayeux, *op. cit.*, p. 100-114.

typiques il existe des parties plus dures à grain serré, voire même des noyaux bleuâtres, qui se fondent dans la pâte enveloppante à la façon des amorces de cherts. De fines mouchetures vertes et quelques lamelles micacées rompent l'uniformité apparente de la roche.

Un échantillon, analysé à l'École des Mines, a fourni 22 p. 100 de silice soluble dans la potasse, 3.2 p. 100 d'alumine et 3 p. 100 de chaux [1]. Un autre, dont la silice a été dosée dans les conditions indiquées plus haut (p. 6), a donné :

SiO^2 (totale)	92.60	
SiO^2 (soluble)		6.65
Al^2O^3	1.67	
Fe^2O^3	1.03	
CaO	0.25	
MgO	0.30	
K^2O	0.46	
Na^2O	0.20	
TiO^2	0.20	
P^2O^5	»	
CO^2	»	
H^2O	3.60	
TOTAL	100.31	

La teneur en carbonate de chaux doit être sujette à variations, car l'analyse ci-dessus n'en signale aucune trace et toutes mes préparations en sont dépourvues.

Au microscope, la roche se montre très pauvre en grains de quartz, assez peu glauconieuse et souvent pétrie de spicules d'Éponges. On observe avec une particulière fréquence des spicules monoaxes de caractères très variés, reproduisant la plupart des types génériques, reconnus par G. J. Hinde dans le Greensand d'Angleterre, et appartenant pour la plupart aux *Monactinellidae*.

Les autres ordres sont représentés, les *Lithistidae* (*a*) par de nombreux individus et les *Hexactinellidae* par de très rares débris. Presque tous les spicules sont de forme élégante et déliée, et sauf quelques exceptions, ils sont fossilisés par de la calcédonite et par de la glauconie (*b* et *c*). L'existence de vides occupant la place de spicules détruits m'est inconnue.

L'intervention des Radiolaires est incertaine. Quant aux Foraminifères, ils n'accusent qu'une fréquence relative, lorsqu'ils ne font pas défaut presque complètement.

[1] L. CAYEUX, *op. cit.*, p. 101.

Réduit à un rôle de second plan dans les variétés très riches en spicules, le ciment est composé d'opale (*d*) et de calcédonite prédominantes tour à tour. Plus la roche est dure et plus la calcédonite est développée. Lorsque celle-ci l'emporte, les têtes de chat passent aux cherts. La gangue d'opale montre partout un commencement de différenciation morphologique sous la forme de globules mal individualisés, la structure franchement globulaire n'étant réalisée que dans les parties les plus dures.

En somme, les têtes de chat, qui ne sont pas assez riches en spicules pour rentrer dans le groupe des spongolithes, constituent un très bon type de gaize, de grain plus fin que la gaize ordinaire de l'Argonne.

3. **Gaize correspondant à une partie de la Smectique de Herve (Belgique)** [Pl. XV, fig. 56 et Pl. XVI, fig. 58]. — Le complexe désigné sous le nom de Smectique de Herve à *B. quadrata,* développé aux environs de Liége et dans le pays de Herve, comprend, notamment, des roches rentrant dans la catégorie des gaizes. Ce sont des *gaizes calcarifères* passant à des calcaires en voie de silicification. Physiquement, elles rappellent beaucoup nos gaizes les plus fines; toutes sont teintées en gris, très légères, poreuses et tendres.

L'analyse que j'en ai publiée en 1897 accusait 15 p. 100 de silice soluble dans la potasse, 47.3 p. 100 de silice totale, 6.2 p. 100 d'alumine et 25,6 p. 100 de chaux [1], composition différente de la suivante qui se rapporte à un échantillon analysé pour la première fois :

SiO^2 (totale)	64.00	
SiO^2 (soluble)		5.50
Al^2O^3	5.23	
Fe^2O^3	2.47	
CaO	11.67	
MgO	0.81	
K^2O	0.08	
Na^2O	0.36	
TiO^2	0.30	
P^2O^5	0.10	
CO^2	7.90	
H^2O	6.45	
TOTAL	100.37	

L. CAYEUX, *op. cit.*, p. 110-115.
Ibid., op. cit., p. 110.

On voit que la smectique qui réalise le type gaize est caractérisée au point de vue chimique par une forte proportion de calcaire et d'argile, sans parler de la silice soluble.

Les minéraux détritiques, presque tous représentés par du quartz (*a*), comptent pour 1/5 à 1/6 du dépôt.

La glauconie, qui ne manque jamais, affecte presque toutes les manières d'être observées dans les gaizes du Bassin de Paris : glauconie homogène (*b*), grains tendant vers l'unité d'orientation optique, éléments à structure grenue, glauconie pigmentaire, pseudomorphoses de spicules d'Éponges, etc. Lorsque le minéral s'est fixé à l'intérieur des loges de Foraminifères, il présente une grande homogénéité de structure contrastant avec l'aspect grenu de la glauconie de beaucoup de grains libres.

Au point de vue organique, le dépôt tire sa caractéristique de l'abondance des spicules d'Éponges et de la présence des Radiolaires et des Diatomées.

A en juger par la variété de spicules réunis, la faune de Spongiaires devait comporter des types très différents. Elle comprend des spicules monoaxes très prépondérants, et d'assez rares représentants des ordres à spicules multiaxes de nature siliceuse (fig. 56, *e*). Sauf les plus petits spicules monoaxes, tous les autres se trouvent dans un état de fragmentation exceptionnel. La calcédonite en fossilise le plus grand nombre (fig. 56, *d* et fig. 58, *c*). Presque tous les autres sont en opale (fig. 56, *d* et fig. 58, *b*). Au total, ces spicules interviennent dans la composition de la roche pour 1/5 et 1/3. Or, des échantillons (Visé) ont perdu la presque totalité de la silice de leurs spicules, aujourd'hui représentés par des vides reproduisant exactement les formes disparues. Sous un faible volume, une roche modifiée de la sorte est donc la source d'une grande quantité de silice organique, disponible pour déterminer des phénomènes de silicification.

Quoique numériquement peu répandus, les Radiolaires ont fourni des représentants de 27 genres, répartis en 10 familles[1] (Battice, près de Herve) [fig. 58, *d* et *e*].

La teneur en Foraminifères varie avec la proportion de calcaire dans le dépôt et elle est encore très appréciable dans le type gaize.

Les Diatomées déterminables sont des raretés.

[1] L. Cayeux, *op. cit.*, p. 185-206, pl. VII et VIII.
Ibid., *op. cit.*, p. 133 et 134.

La gangue, qui forme à elle seule environ la moitié du dépôt, se résout en une trame siliceuse, composée d'opale prédominante (fig. 56, *f* et fig. 58, *f*) et d'un peu de calcédonite, subordonnée à un fond très calcaire, susceptible de l'emporter, et riche en paillettes d'argile cristalline correspondant à la teneur en alumine révélée par les analyses. De toute évidence, la totalité de la silice du ciment a pris naissance secondairement par silicification partielle du carbonate de chaux, ainsi que le démontrent les contours déchiquetés de beaucoup d'éléments de calcite.

Par son ciment, la gaize de la smectique de Herve réalise un type plutôt aberrant. D'ordinaire, en effet, la teneur en spicules indiquée marche de pair avec une gangue plus riche en silice. Peut-être cette roche représente-t-elle simplement une phase de l'histoire des gaizes que toutes les autres ont franchie pour aboutir à un stade plus siliceux.

4. **Gaizes correspondant à une partie des tuffeaux éocènes et aux argilites.** — Le groupe des tuffeaux des géologues du Nord et des argilites des géologues belges comprend, lui aussi, des types qui se réclament des gaizes. Il réunit, en outre, quelques roches qui, si elles ne sont pas, et à beaucoup près, des gaizes franches, ont plus d'affinités avec elles qu'avec toute autre catégorie de roches siliceuses. Ces tuffeaux et argilites font pour la plupart une place très effacée aux organismes siliceux et sont à proprement parler des grès. Tous les autres, ou peu s'en faut, renferment suffisamment de restes de Spongiaires pour être incorporés au groupe des gaizes.

Appliqué aux roches tertiaires, le terme tuffeau sert à désigner des accidents lithologiques, plutôt que des formations régulières et homogènes, subordonnées au Landénien et à l'Yprésien. On les observe, soit à l'état d'intercalations dans des sables glauconieux, soit comme faciès latéral de ces mêmes sables.

Dans l'ensemble, on peut distinguer des gaizes cherteuses à spicules d'Éponges, des gaizes cherteuses à spicules d'Éponges et Radiolaires, des gaizes à spicules d'Éponges et Diatomées et enfin des gaizes à Diatomées.

A. *Gaize cherteuse à spicules d'Éponges.* — La roche qui se classe sous cette rubrique représente vraisemblablement un accident pétrographique dans le Landénien d'Orp-le-Grand (Belgique). Elle est essentiellement composée d'organismes et de ciment, les minéraux tels que le quartz et la glauconie ne jouant qu'un rôle insignifiant.

Tous les spicules d'Éponges, et ils ont dû être fort nombreux, sont convertis en calcédonite, avec ou sans trace du canal, rempli d'opale. La gangue elle-même revêt le plus souvent l'état calcédonieux, de sorte que le milieu apparaît comme essentiellement formé de calcédonite englobant des témoins de ciment, composés d'opale chargée d'un peu de matière argileuse et de calcite en régression. Qu'elle procède de la gangue ou des organismes, la calcédonite est très largement cristallisée en sphérolithes et pinceaux très ouverts. Les seuls spicules reconnaissables le sont par leur canal.

Des Radiolaires exceptionnels, des Foraminifères très rares et quelques Diatomées, concentrés dans les espaces où le ciment est resté à l'état d'opale, accompagnent les débris de Spongiaires.

Ainsi constituée, la roche est plutôt le produit de la différenciation d'une gaize, très chargée en spicules d'Éponges, qu'une gaize proprement dite. C'est pourquoi j'en fais une variété cherteuse de gaize à spicules d'Éponges.

B. *Gaize cherteuse à spicules d'Éponges et Radiolaires* (Pl. XV, fig. 57). — Ce type de gaize n'est autre que le tuffeau landénien à *Cyprina planata* de Bouchavesnes dans la Somme [1]. A la différence de la gaize normale, celle de Bouchavesnes est une roche grise, dure, sonore et pourvue de grandes taches lustrées, rappelant en tous points les durcissements cherteux des gaizes. La glauconie y figure en nombreux petits points.

Un échantillon m'a fourni 93.7 p. 100 de silice dont 18.7 p. 100 soluble dans la potasse [2], 2.3 p. 100 d'alumine, en l'absence de carbonate de chaux.

L'analyse suivante donne une idée plus complète de cette roche :

SiO^2 (totale)	91.55	
SiO^2 (soluble)		4.40
Al^2O^3	2.75	
Fe^2O^3	1.27	
CaO	0.15	
MgO	"	
K^2O	0.75	
Na^2O	0.24	
TiO^2	0.10	
P^2O^5	"	
CO^2	"	
H^2O	2.85	
TOTAL	99.66	

[1] L. CAYEUX, *op. cit.*, p. 129-132, pl. IV, fig. 3 et 4.

[2] *Ibid., id.*, p. 129.

Les minéraux clastiques (*a*) sont abondants mais non prépondérants. La glauconie engendre un petit nombre de grains (*b*), épigénise tout ou partie des spicules et se fixe rarement sur les Radiolaires; enfin, elle donne naissance à quelques éléments qui ont conservé l'empreinte de Foraminifères dans lesquels ils se sont développés.

Plus que tous les autres débris, les spicules d'Éponges contribuent à faire de la gaize de Bouchavesnes une roche des plus curieuses au point de vue organique. Presque tous leurs représentants sont de grande taille et monoaxes, quand ils ne sont pas globuleux (*g*). Les quelques individus multiradiés appartiennent aux *Tetractinellidae* et *Hexactinellidae*. Eu égard à la dimension des bâtonnets monoaxes, bon nombre d'entre eux doivent rentrer dans le groupe des *Tetractinellidae*, et c'est probablement de ce même groupe que dérivent les nombreuses formes globuleuses se rapportant aux spicules. Par leur état de conservation, sujet à de grandes variations, ces spicules introduisent une grande diversité d'aspect dans le milieu.

On observe côte à côte des bâtonnets fossilisés de façon très différente : spicules en opale (*c*), spicules composés de tronçons diversement minéralisés (*d* et *f*), spicules calcédonieux avec canal conservé et élargi (*e*), etc.

Réalisant eux-mêmes la forme globuleuse (*h*), les Radiolaires associés aux restes de Spongiaires sont d'autant plus difficiles à identifier qu'ils sont toujours dépourvus d'appendices caractéristiques et généralement de structure réticulée, leurs dimensions ne différant pas de celles des spicules globuleux. Dans ces conditions, force est de renoncer à classer la totalité des corps globuleux en présence. Ceux qui se rapportent en toute certitude aux Radiolaires paraissent revêtir une certaine fréquence. Ce sont des *Monopranoïdea*, se répartissant en *Ellipsida* et *Druppulida*.

Les Diatomées ne s'observent que par exception.

D'une manière générale, les minéraux et les organismes sont contigus et le ciment n'occupe qu'une place très restreinte. Des plages, qui font exception à la règle, permettent à la gangue de s'épanouir et de former à elle seule des amas. Dans tous les cas, la gangue est essentiellement composée, soit de silice amorphe (*i*), soit d'une association d'opale et de calcédonite, soit de calcédonite seule (*j*). Un élément fort accessoire, la matière argileuse, ne s'observe qu'aux seuls points où le ciment est composé de silice monoréfringente. Partout ailleurs, l'argile manque, ou, pour mieux dire, elle a été éliminée par décomposition, car il est impossible de concevoir qu'elle ait fait défaut

originellement dans les nombreuses plages dont la silice est convertie en calcédonite.

Les noyaux lustrés, qui passent insensiblement à la roche normale, correspondent aux parties les plus riches en spicules, Radiolaires et ciment calcédonieux, et sont assimilables en tous points aux noyaux cherteux des gaizes. Les échantillons analysés en sont tellement bien pourvus que le qualificatif cherteux s'impose pour désigner la gaize qui les constitue.

Par la multiplication des minéraux, cette roche passe rapidement à des grès riches en spicules d'Éponges et renfermant des Radiolaires.

C. *Gaize à spicules d'Éponges et Diatomées.* — Elle a pour représentant une roche, distribuée en minces cordons dans les sables glauconieux yprésiens du Mont-des-Cats (Nord)[1]. Très analogue d'aspect à certaines gaizes de l'Argonne, elle renferme des grains de glauconie à peine discernables à l'œil nu et quelques paillettes de muscovite. L'analyse que j'en ai publiée, en 1897, a fourni 85 p. 100 de silice totale, dont 18.4 p. 100 soluble dans la potasse et 1.3 p. 100 d'alumine. Plus complète et relative à un autre échantillon, une seconde analyse accuse la composition suivante :

SiO^2 (totale)	84.15	
SiO^2 (soluble)		5.40
Al^2O^3	5.37	
Fe^2O^3	2.63	
CaO	0.30	
MgO	0.56	
K^2O	1.07	
Na^2O	0.89	
TiO^2	traces.	
P^2O^5	"	
CO^2	"	
H^2O	4.80	
TOTAL	99.77	

Le quartz, accompagné de nombreux feldspaths détritiques, affecte une distribution très capricieuse, de telle sorte qu'il prédomine par places et qu'il est rare ailleurs. Quant à la glauconie, elle n'a de particulier que sa fréquence en tant que revêtement des grains de quartz et de feldspath.

[1] L. CAYEUX, *op. cit.*, p. 137-139.

La roche se signale par une grande richesse en microorganismes comprenant une foule de spicules d'Éponges transformés en calcédonite, des Radiolaires et Foraminifères rares, et de nombreuses Diatomées rassemblées dans les plages d'où le quartz est plus ou moins exclu. Six genres de Diatomées ont été reconnus avec certitude; un autre est douteux et beaucoup de formes restent indéterminées.

Ce qui paraît être le ciment aux faibles grossissements n'est, en réalité, qu'une trame très accessoire, englobant une infinité de petits organismes, cette trame se résolvant en opale, calcédonite et matière argileuse.

Suivant les points d'une même préparation, la roche est un grès à spicules d'Éponges et Diatomées ou une gaize, le type grès étant incomparablement beaucoup plus fréquent que la gaize.

D. *Gaize à Diatomées*[1] (Pl. XVI, fig. 59). — Divers « tuffeaux » landéniens [Baisieux, Lille et Malincourt (Nord), Angres et Tournai (Belgique)] participent davantage de la nature de la gaize que de toute autre roche, sans en réaliser la totalité des caractères essentiels. Beaucoup plus cohérentes que la gaize typique et très glauconieuses, presque toutes ces roches ressemblent à s'y méprendre à certaines gaizes grossières du massif de Draize. Un échantillon d'Angres, dont j'ai donné l'analyse en 1897, renferme 80.6 p. 100 de silice totale, 2.6 p. 100 de silice soluble dans la potasse et 5.2 p. 100 d'alumine[2]. Un autre spécimen présente la composition suivante :

SiO^2 (totale)	75.95	
SiO^2 (soluble)		4.30
Al^2O^3	2.91	
Fe^2O^3	10.29	
CaO	0.10	
MgO	1.37	
K^2O	2.99	
Na^2O	0.35	
TiO^2	0.20	
P^2O^5 [3]	"	
CO^2	"	
H^2O	5.40	
TOTAL	99.56	

[1] L. CAYEUX, *op. cit.*, p. 126-128.

[2] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 126.

[3] L'absence de l'acide phosphorique est fort inattendue en raison du degré de fréquence de la glauconie.

La contribution minérale dépasse la moyenne de celle des gaizes et, par surcroît, les élêments sont généralement plus gros. Leur répartition est des plus irrégulières; serrés par places, ils disparaissent complètement ailleurs. Dans certains échantillons la glauconie est au moins aussi répandue que les autres matériaux réunis, et, en même temps, elle atteint des dimensions exceptionnelles (1 mm. environ). Au nombre de ses intéressantes manières d'être, il faut citer des grains renfermant en inclusions un Foraminifère, un Radiolaire ou du quartz, des grains à structure granulée d'aspect concrétionné et quelques pseudomorphoses de spicules. Il n'est pas inutile d'observer que les Foraminifères inclus dans la glauconie diffèrent beaucoup par leurs dimensions et l'épaisseur de leur test de ceux qu'on rencontre à l'état libre. Cette particularité et d'autres font supposer que la glauconie à inclusions organiques n'a pas pris naissance *in situ*.

Les Spongiaires comptent toujours moins de représentants que dans les types précédents; certains spécimens en sont même plutôt pauvres (Baisieux et Angres). Comme d'ordinaire, les spicules monoaxes l'emportent de beaucoup, les formes polyaxes de *Tetractinellidae* et de *Lithistidae* étant toujours fort rares. Presque tous les spicules sont calcédonieux.

Des Radiolaires et Foraminifères interviennent ou non. Dans le premier cas, le nombre en est extrêmement restreint.

Les Diatomées fournissent la meilleure caractéristique organique de toute la série. Sujettes, elles aussi, à de grandes variations dans leur degré de fréquence, elles peuvent abonder dans les gaizes de Baisieux, d'Angres et dans des îlots de ciment du grès-tuffeau de Lille (*b* et *c*).

Minéraux et organismes sont loin de se toucher partout et la roche comporte l'existence d'une gangue susceptible d'être très développée (Malincourt, Tournai), formée d'opale indifférenciée et d'un peu de matière argileuse, en l'absence presque toujours complète de calcédonite.

A vrai dire, la gaize à Diatomées n'est qu'un accident dans les grès-tuffeaux en question dont la masse principale se rapporte à des grès à Diatomées.

GÉNÉRALITÉS.

Définition de la gaize. — On peut définir la gaize typique du Bassin de Paris une roche siliceuse à teneur exceptionnellement élevée en silice soluble dans la potasse, très riche en débris de Spongiaires, renfermant du quartz (de quelques unités à 50 p. 100) et de la glauconie, le tout agglutiné par un ciment d'opale additionné d'argile, souvent de calcédonite et faiblement calcarifère. La proportion de silice totale des échantillons analysés est comprise entre 76 et 92 p. 100.

Sans attribuer à la notion de silice soluble dans les alcalis la même importance que par le passé, en la mettant au premier rang des caractères de la gaize typique, il faut reconnaître que ces roches, de par la présence de nombreux spicules d'Éponges et la nature du ciment, fournissent, en un temps donné et dans les mêmes conditions d'attaque, une proportion de silice soluble dans la potasse beaucoup plus élevée que les grès, les silex, etc.

La définition donnée plus haut est celle des gaizes crétacées du Bassin de Paris. Si l'on veut élargir le groupe, comme j'ai cru devoir le faire pour y rattacher des meules, têtes de chat, smectiques et tuffeaux, il est nécessaire d'élargir en même temps la définition, sans d'ailleurs toucher aux caractéristiques fondamentales de l'ensemble.

Au point de vue des minéraux, tant clastiques que secondaires, les roches rattachées aux gaizes sont généralement plus quartzeuses que la majorité des gaizes typiques; c'est le cas, notamment, pour celles que je distrais du groupe des meules et des tuffeaux. Elles sont également plus glauconieuses. L'inverse se produit pour les têtes de chat.

Dans l'ensemble, la contribution organique est beaucoup plus variée. Aux spicules d'Éponges peuvent s'ajouter des Radiolaires et des Diatomées, non plus comme des raretés, ce qui est le cas pour les gaizes typiques, mais en tant qu'éléments constituants accessoires ou de première importance. Par exception, les Diatomées peuvent même l'emporter sur les restes de Spongiaires. Cela étant, il convient de modifier la définition pour la rendre plus générale. On peut dire que : *la gaize, comprise au sens le plus large du mot, est un dépôt riche en restes d'organismes siliceux, appartenant presque toujours aux Spongiaires, parfois aux Diatomées et rarement aux Radiolaires.*

Pour ce qui concerne le ciment, la seule variante à mettre en évidence tient au carbonate de chaux. Celui-ci est à la fois plus développé et plus rare, selon les cas. Dans les gaizes-tuffeaux, par exemple, la calcite peut faire défaut, alors que dans la gaize-smectique, la proportion de calcaire dépasse de beaucoup celle des gaizes typiques. En moyenne, l'argile y est moins répandue. Une autre différence tient au rôle très effacé de la calcédonite par rapport à l'opale dans la plupart des gaizes non typiques; il n'y a guère que la gaize à *I. labiatus* (têtes de chat) qui échappe à la règle. La différenciation globulaire de l'opale ne s'observe jamais, et même la simple amorce du phénomène doit être considérée comme exceptionnelle.

Du fait que les organismes siliceux abondent le plus souvent et que le ciment est à base de silice monoréfringente, toutes les variétés de gaizes non typiques ne présentent aucune différence fondamentale d'avec les autres, au point de vue de la silice soluble dans les alcalis. Traitées dans les mêmes conditions que les gaizes typiques, elles fournissent moins de silice soluble dans le seul cas où le quartz détritique se multiplie beaucoup.

En ce qui touche les caractères physiques de la roche, le groupe devenu plus compréhensif perd un peu de son homogénéité. C'est qu'à côté des gaizes légères, poreuses, etc., viennent se ranger des types compacts et denses, dépourvus de vides engendrés par la dissolution d'organismes siliceux. Il est vrai de dire que ces variétés aberrantes ne sont jamais réalisées en grand et que tout échantillon de cette catégorie se résout en grès ou en gaize suivant les points considérés. L'usage du microscope est donc nécessaire pour en faire le diagnostic. On notera également qu'exception faite pour les gaizes à *I. labiatus* les durcissements cherteux sont d'une extrême rareté dans les gaizes non typiques.

Diagnostic macroscopique des gaizes. — Agrandi dans les conditions indiquées, le groupe des gaizes garde un air de famille qui permet d'identifier ses représentants à l'œil nu sans difficulté sérieuse, exception faite pour les gaizes-tuffeaux. La roche est grise, gris verdâtre, gris jaunâtre, plus ou moins glauconieuse, passant par tous les intermédiaires des variétés un peu terreuses et tendres aux gaizes réalisant la consistance des grès. Si elle est typique, la roche est presque toujours légère et poreuse, caractère qui s'étend rarement aux différents termes rattachés au groupe en tant que variétés. Des échantillons teintés en gris pâle, pauvres en glauconie et très poreux, évoquent l'idée de

ponces, lorsqu'ils sont privés de leur eau de carrière. L'odeur argileuse s'étend à toutes les gaizes et principalement aux crétacées.

A la loupe, l'opale ressort en blanc ou en gris mat, propriété qui la différencie parfaitement du quartz; les spicules sont presque toujours reconnaissables, et le quartz, en grains incolores et vitreux, est loin de revêtir le même degré de fréquence que dans les grès.

Classification des gaizes. — La composition minéralogique peut être mise en évidence par de simples qualificatifs. Ex. : *gaize calcarifère, gaize calcédonieuse,* etc., termes signifiant que les proportions de calcaire et de calcédonite méritent d'être soulignées.

La composition organique peut être indiquée par des compléments : Ex. : *gaizes à spicules d'Éponges et Diatomées.*

Telle gaize sera, par exemple, une *gaize argileuse à spicules d'Éponges.*

Distribution des gaizes dans le temps et dans l'espace. — Gaizes paléozoïques. — Si l'on s'en tient à l'état présent des connaissances, les gaizes proprement dites font leur apparition au Crétacé inférieur, où elles présentent leur maximum de fréquence, puis elles deviennent rares et disparaissent à l'Éocène inférieur, en restant presque toutes confinées dans le Bassin anglo-parisien. Lorsqu'on connaît le rôle joué par les spicules d'Éponges depuis les temps les plus reculés jusqu'à nos jours, on ne peut que s'étonner d'une distribution aussi restreinte dans le temps et dans l'espace et supposer qu'il nous reste beaucoup à apprendre à ce point de vue.

Il faut s'attendre à découvrir d'anciennes gaizes, sans doute passablement modifiées dans leurs caractères physiques. J'estime que certaines variétés de « phtanites » en bancs, de la base du Houiller belge, sont d'anciennes gaizes typiques. Les roches auxquelles je fais allusion sont étroitement associées aux spongolithes typiques, signalées et décrites par M. Bellière [1]. Du point de vue macroscopique, ces spongolithes diffèrent complètement des spongolithes du Crétacé parisien. N'empêche qu'il est impossible de ne pas les ranger dans le même groupe, en raison de l'abondance des spicules et de leur composition minéralogique. Il en va de même pour plusieurs « phtanites » beaucoup

[1] M. Bellière, Contribution à l'étude lithologique de l'assise de Chokier (*C. R. XIII^e Congrès géol. int.*, Bruxelles, 1922, p. 1201-1229, pl. XXI-XXVI).

moins riches en spicules que les spongolithes carbonifères renfermant ou non du quartz clastique, et pourvus d'un ciment calcédonieux ou très argileux, qu'il faut de toute nécessité faire rentrer dans le groupe des gaizes.

En dehors de la France et de la Belgique, on connaît un beau développement de gaizes dans l'Infracrétacé d'Angleterre (p. 256), et tout récemment J. V. Samojloff et E.V. Roshkova en ont signalé dans le Tertiaire ancien des districts de Saratow et de Korsoun (gouvernement d'Ulianovsk) en Russie[1].

Avec le temps le groupe des gaizes, répondant à une entité bien caractérisée, cessera d'être quelque chose d'exceptionnel dans la série sédimentaire.

Comparaison de la gaize avec les sédiments actuels. — C'est évidemment avec les boues et sables verts que la gaize présente le plus d'affinités. Les particules minérales des boues vertes sont représentées dans la proportion de 1 à 80 p. 100 (moyenne, 27.66 p. 100). Les organismes siliceux forment de 1 à 50 p. 100 du dépôt (moyenne 13.67 p. 100). Très variable, la teneur en carbonate de chaux est comprise entre des traces et 56.18 p. 100. On peut tirer de ces données toute une série de compositions correspondant à celle des gaizes, en faisant état, autant que faire se peut, des changements survenus dans les sédiments qui ont engendré la gaize.

Question du ciment primordial des gaizes. — On peut dire que l'intérêt des gaizes, au point de vue des métamorphoses qu'elles ont subies avec le temps, réside principalement dans la gangue. Toutes sont constituées de telle manière qu'on ne les peut concevoir sans l'intervention d'une matière maintenant en place les minéraux et organismes à l'origine. Tel type réservait à ce ciment primordial une place très importante, tel autre en était à peine pourvu, mais la question d'un pareil ciment se pose pour la totalité des échantillons passés en revue. Dès lors, on est amené à se demander dans quelle mesure le ciment actuel représente les matériaux plus ou moins fins tombés sur le fond de la mer, en même temps que les minéraux et les organismes pour leur servir en quelque sorte d'armature. Or, des trois éléments qu'on trouve réunis dans la gangue de la plupart des gaizes, il y en a deux, la cal-

[1] J. V. Samojloff and E. V. Roshkova, Deposits of Silica of organic Origin (Silicobioliths) *(U. S. S. R. Scient.-Tech. Dep. of the supreme Council of nat. Economy,* Moscou, 1925, 76 p., 4 pl.).

cite et l'argile, qui remontent à l'origine du dépôt, et un troisième, généralement très prépondérant, la silice, dans lequel il est absolument impossible de voir un produit direct de la sédimentation, au même titre que les autres. Les faits sont tels que la silice en question est évidemment un élément secondaire développé dans la gangue aux dépens de la calcite. Dans tous les cas, ce minéral se montre en pleine régression, jouant le rôle de témoin. Aussi existe-t-il tous les intermédiaires entre les gangues ne renfermant plus de calcite qu'à l'état de traces, et celles où elle abonde, sans jamais manquer de signes de corrosion. Bref, il n'est pas douteux que dans son état initial, la gaize typique était toujours une boue siliceuse calcarifère et un peu argileuse, chargée d'une quantité très variable d'éléments de transport, quartz et glauconie, et renfermant un grand nombre de spicules d'Éponges. Les gaizes non typiques se réclament d'un même point de départ, sauf qu'il est généralement fait une plus grande place aux minéraux et que d'autres organismes siliceux interviennent. Il faut donc admettre que cette boue a été le siège d'une activité chimique de grande envergure, pendant et après son dépôt, se traduisant par un phénomène de silicification générale. D'où vient cette silice, et à quelle époque s'est-elle substituée au carbonate de chaux ? telles sont les questions à résoudre.

L'étude des spongolithes, qui passent par tous les degrés aux gaizes, devant nous mettre en présence des mêmes problèmes, il est préférable d'en retarder l'examen. Cette solution s'impose d'autant plus que l'analyse des spongolithes est appelée à nous fournir des éléments d'information particulièrement décisifs au point de vue génétique.

B. — SPONGOLITHES[1]

J'ai créé le terme *spongolithe*[2], pour désigner des roches distinctes des gaizes proprement dites, en ce qu'elles sont littéralement pétries de spicules d'Éponges. Ces roches passent d'ailleurs insensiblement aux gaizes et autres dépôts similaires avec lesquels elles ont toujours été confondues. Avec les progrès de nos connaissances en la matière, on a pu démontrer que le groupe des spongolithes n'est pas limité à la Meule de Bracquegnies (*pars*) choisie pour

[1] De σπόγγος, éponge, et λίθος, pierre.

[2] L. Cayeux, *op. cit.*, p. 99.

type, et à certaines têtes de chat (p. 270), mais qu'une série de gaizes, « phtanites », silex, etc., en font partie. D'une façon générale, les spongolithes ne sont nullement des accidents pétrographiques engendrés en des milieux de composition toute différente, mais de véritables dépôts, au même titre que les gaizes, susceptibles de présenter un grand développement, aussi bien dans l'espace que dans le temps, et de constituer des horizons définis. On en connaît aujourd'hui dans les terrains primaires, secondaires et tertiaires, abstraction faite des spongolithes d'eau douce, qui feront l'objet d'une étude séparée.

Je décrirai, sans trop m'y arrêter, les spongolithes de la Meule de Bracquegnies, de même âge que notre gaize à *Sch. inflata* de l'Argonne, et les spongolithes du Campanien du Sud-Ouest du Bassin de Paris; puis j'analyserai en détail un représentant très particulier du groupe de l'Oxfordien des Ardennes et, enfin, je caractériserai brièvement un type d'âge carbonifère.

Spongolithes de la Meule de Bracquegnies (Belgique).

(Pl. XVI, fig. 6o.)

Pétrographiquement, ce sont des variétés de meule dures, compactes, sonores, nettement zonaires par places, et d'une densité supérieure à celle de la roche normale.

La composition chimique de l'une d'elles, très typique, est la suivante :

SiO^2 (totale)	95.22	
SiO^2 (soluble)		4.75
Al^2O^3	0.82	
Fe^2O^3	0.63	
CaO	0.35	
MgO	traces.	
Na^2O	0.27	
TiO^2	traces.	
P^2O^5	traces.	
CO^2	"	
H^2O	1.65	
Total	99.64	

Le quartz (*a*) et la glauconie y sont rares, le premier de ces minéraux pouvant faire entièrement défaut dans une préparation donnée.

A de rares exceptions près, les organismes appartiennent tous au groupe des Spongiaires. La profusion des spicules est telle qu'ils se touchent et que la roche constitue un excellent représentant des dépôts que G. J. Hinde a appelés « *true Sponge-beds* ». On y reconnaît quelques formes tétraradiées, de nombreux représentants de *Lithistidae*, dont beaucoup appartiendraient aux *Megamorina;* l'existence des *Monactinellidae* est incertaine et les *Hexactinellidae* manquent. Plusieurs sphérules transformées en calcédonite relèvent probablement des Éponges. Presque tous les spicules observés se font remarquer par un état fragmentaire poussé très loin et par des formes courtes et trapues. Dans une coupe donnée, ils se montrent confusément associés et représentés, en conséquence, par des sections transversales et longitudinales. Leur état de fossilisation est assez particulier pour qu'il y ait intérêt à en fixer les principales manières d'être.

Sections transversales. — A. La coupe comprend un cercle d'opale grise, un canal dessiné par de l'opale un peu plus teintée que le reste, et entre les deux, de l'opale différenciée en couronnes, croissants, coins et points (*b*). Le tout est silhouetté ou non par une gaine d'opale gris foncé, résultant d'une différenciation du ciment et disparaissant au point de contact de deux spicules juxtaposés, preuve qu'elle ne leur appartient pas en propre. Le canal, rempli d'opale grise, peut prendre un développement de plus en plus grand et représenter à lui seul la moitié du diamètre. Jamais la silice qui l'occupe ne renferme la plus petite trace de ces couronnes, croissants, etc., qui caractérisent au premier chef l'opale des spicules fossilisés.

Au nombre des variantes qui ne manquent pas, il en est une qui montre un canal décomposé en trois parties : au centre, se trouve le canal proprement dit, élargi et rempli d'une opale très grise; puis vient une zone moyenne constituée par une opale très claire, à laquelle succède un anneau très régulier d'opale gris très foncé.

B. Dans un deuxième type très répandu, le remplissage du canal, toujours agrandi, est seul en opale; le reste est calcédonieux (*c*), mais le dessin du spicule garde toute sa netteté, grâce à un trait plein d'opale grise qui le souligne avec une remarquable régularité, bien que développé aux dépens du ciment (*c*). Comme dans le cas précédent, le canal peut également se différencier et comprendre une partie centrale claire entourée d'une couronne gris foncé.

C. Le canal plus ou moins élargi est calcédonieux, tout le reste étant formé d'opale (*d*).

D. Le canal est glauconieux et le reste en opale. Des individus de cette catégorie peuvent être essentiellement glauconieux tant le canal en est élargi.

E. Le spicule est tout entier en opale (*e*) ou en calcédonite (*f*) et rien ne marque la place de l'ancien canal. Les sections sont également cerclées d'opale très grise, grâce à quoi elles peuvent conserver leur individualité, bien que le fond soit calcédonieux.

Sections longitudinales. — On devine ce que peuvent être les coupes longitudinales correspondant à chacun des états précédents. Il suffit d'ajouter qu'un nouveau facteur intervient souvent, du fait que la constitution d'un spicule peut varier d'un bout à l'autre et que ses deux extrémités sont susceptibles de différer complètement.

En général, le dessin des spicules, fossilisés comme il vient d'être dit, garde toute sa netteté, en raison de la différenciation de l'opale du ciment à leur pourtour. Mais il arrive que la calcédonite du ciment empiète sur eux en détruisant tout ou partie de la gaine d'opale (*g*). Il se forme alors de petites plages de calcédonite où l'on retrouve la trace du canal axial, marquée, soit par une petite tache d'opale, circulaire ou elliptique, soit par un gros trait rectiligne de la même substance, selon que la section est transversale, oblique ou longitudinale. Des arcs de cercle d'opale grise peuvent marquer la place des gaines d'opale partiellement détruites.

Un ciment d'opale indifférenciée n'intervient dans la constitution du dépôt que pour une fraction des plus réduites. Mis en contact avec la calcédonite, qui prend part également à la formation de la gangue (*h*), il tend à se mamelonner. Entre les nicols croisés, la calcédonite ne tient nullement compte du dessin des spicules, lequel, à défaut des gaines d'opale, serait complètement effacé.

De l'étude de cette roche découle un enseignement très précieux pour l'histoire des gaizes. Le développement de la calcédonite, entraînant la destruction partielle des gaines d'opale, engendrées par le ciment autour des spicules d'Éponges, il est évident que, d'une part, la silicification du ciment et sa différenciation à la périphérie des spicules et, d'autre part, la genèse de la calcédonite correspondent à deux épisodes distincts et successifs. Il importe d'ajouter

que les plages calcédonieuses sont autant de points cherteux et que le dépôt renferme d'importants accidents siliceux qui ne sont pas autre chose que des cherts typiques. Il en résulte que la genèse des cherts ne se confond nullement avec la silicification du ciment, conclusion qui me paraît s'appliquer sans réserve aux gaizes proprement dites dont les spongolithes ne sont, au fond, que des variétés plus riches en spicules.

Spongolithes du Campanien de Langeais (Indre-et-Loire).

Le Campanien du Sud-Ouest du Bassin de Paris comporte un horizon de spongolithe typique, particulièrement bien développé à Langeais[1], où il a été défini comme craie siliceuse. Il s'y présente sous le facies d'une gaize gris verdâtre, à pâte fine, compacte, verdissant quand elle est mouillée et caractérisée, à l'état sec, par une grande capacité d'absorption de l'eau.

Sa composition chimique est la suivante :

SiO^2 (totale)	85.20	
SiO^2 (soluble)		3.90
Al^2O^3	2.64	
Fe^2O^3	1.11	
CaO	3.85	
MgO	0.36	
Na^2O	0.20	
TiO^2	0.20	
P^2O^5	"	
CO^2	2.49	
H^2O	4.56	
TOTAL	100.61	

N'étaient quelques grains de quartz et de glauconie et une trame de ciment réduite à la plus simple expression, toute la roche se résoudrait en spicules. Ils sont tellement nombreux et enchevêtrés, ces spicules, qu'on pourrait enlever la gangue qui les agglutine sans rien changer à leur équilibre et à la physionomie d'ensemble de la roche. Ce sont, en général, de longs bâtonnets, assez grêles, accompagnés de rares individus multiradiés à rapporter aux *Tetracti-*

[1] L. CAYEUX, *op. cit.*, p. 340-341.

nellidae et *Lithistidae* (*Megamorina* et *Tetracladina*), de plusieurs spicules monoaxes de forme robuste et de quelques sphérules et étoiles siliceuses. Aucun représentant des *Hexactinellidae* n'a été observé. Il est probable que la faune était à base de *Monactinellidae*. Les spicules en question sont presque tous fragmentaires, et fossilisés par de l'opale seule, par de l'opale et de la calcédonite, et le plus souvent par de la calcédonite à l'exclusion de l'opale. Très souvent conservé, le canal est tellement élargi qu'il occupe presque toute l'épaisseur des bâtonnets. Un commencement de transformation du ciment en silice globulaire a festonné les contours de la plupart d'entre eux. La destruction des spicules *in situ* a été nulle, et c'est le cas général, semble-t-il, pour les spongolithes de la région.

Réduit à un rôle infime, le ciment est essentiellement formé d'opale indifférenciée, tendant souvent vers une structure globulaire qui reste généralement confuse, mais susceptible d'engendrer des globules parfaitement individualisés. Dans tous les points où l'opale est globulaire il existe de la calcédonite. L'examen des coupes, entre les nicols croisés, y met en évidence la présence d'une petite quantité de calcédonite en minuscules éléments, assez uniformément disséminés au sein de la silice monoréfringente. Des traces de calcite ont été observées dans un seul échantillon, sous la forme de particules très découpées, témoignant d'une plus grande extension à l'origine. Son degré de fréquence en peut être appréciable, ainsi que le démontre l'analyse chimique ci-dessus. L'hypothèse d'une gangue primordiale calcarifère, ou entièrement calcaire, est à envisager. Aucune trace d'argile n'a pu être identifiée, dans les sections minces, bien que l'échantillon analysé accuse la présence de 2.64 p. 100 d'alumine.

Il est difficile de concevoir une spongolithe plus typique que la « craie siliceuse » de Langeais. En bonne logique, il eût fallu pour le moins la rattacher aux gaizes dont elle possède les caractères physiques.

Spongolithes à spicules globuleux de l'Oxfordien des Ardennes[1].

(Pl. XVII, fig. 62.)

La gaize oxfordienne des Ardennes représente un important accident lithologique de l'assise marneuse à *C. Lamberti*, mesurant jusqu'à 50 mètres d'épais-

[1] L. Cayeux, *op. cit.*, p. 16-26.

seur. Dès 1842, Sauvage et Buvignier[1] en ont souligné la composition particulière, caractérisée par une teneur en silice soluble dans la potasse, égale à 56.2 p. 100. Un échantillon que j'ai recueilli à Osches, analysé à l'École des Mines, renferme[2] :

Silice soluble dans la potasse	9.00
Silice insoluble	72.00
Alumine	4.60
Peroxyde de fer	2.00
Chaux	3.33
Perte pour calcination	8.60
Total	99.53

On peut affirmer, sans courir le risque de se tromper, que l'analyse publiée par Sauvage et Buvignier et la précédente ont été faites dans des conditions très différentes.

De la gaize à *C. Mariae*, je n'étudierai ici que les parties dures recherchées pour l'empierrement. En vérité, elles constituent une des roches les plus propres à exercer la sagacité d'un observateur, tant les transformations qu'elles ont subies sont complexes.

A la loupe, elles font songer à quelque calcaire oolithique, profondément modifié dans sa physionomie première par un phénomène de silicification, très capricieux dans ses manifestations.

Les seuls restes organiques immédiatement déterminables comprennent, dans chaque coupe, de très rares prismes de *Pinna* fragmentaires, de non moins rares débris d'Echinodermes et une dizaine de spicules fusiformes de grande taille, brisés pour la plupart. Il existe, en outre, une multitude d'éléments globuleux qui impriment au dépôt une physionomie très spéciale. Eux seuls, avec le ciment, vont retenir notre attention.

Toutes les préparations des gaizes de Neuvizy, Launois, etc., renferment des corps globuleux répandus à profusion (fig. 62) évoquant, dès l'abord, l'idée de spicules subsphériques, de Radiolaires, voire même d'oolithes. Leur diamètre mesure environ 0 mm. 1. Toujours dépourvus d'appendices et

[1] Sauvage et Buvignier, Statistique minéralogique et géologique du département des Ardennes, 1842, p. 290.

[2] L. Cayeux, *op. cit.*, p. 17.

représentés en coupes par des sections circulaires, elliptiques et souvent un peu réniformes, ces corps affichent une structure des plus variées. De celle-ci nous retiendrons trois manières d'être.

1. Un premier groupe, d'importance numérique négligeable, réunit plusieurs coquilles siliceuses, formées d'opale et caractérisées par une structure réticulée très apparente, à grandes mailles polygonales, appartenant manifestement à des Radiolaires.

2. Le deuxième comprend des dizaines de corps de mêmes dimensions et de mêmes formes que les suivants; mais de structure différente. Tous montrent à l'intérieur les couronnes, croissants, etc., si caractéristiques des spicules fossilisés. Sans doute l'existence à la surface des éléments coupés tangentiellement d'une sorte de réseau très fin, spongieux, et très irrégulier, fait songer aux Radiolaires. Leur attribution aux Spongiaires n'en est pas moins certaine. Les éléments de cette catégorie sont invariablement fossilisés par de l'opale.

3. La plupart des corps globuleux dont la roche est pétrie se réclament d'une organisation tout à fait distincte de la précédente, comportant au moins quatre manières d'être. Tous ont en commun une couronne superficielle d'opale, presque incolore ou nuancée de jaune, assez large, d'épaisseur uniforme, se décomposant en deux lames siliceuses rattachées par des rayons souvent équidistants. Rien de pareil n'existe dans les spicules globuleux à microstructure conservée. Les coupes tangentielles aux couronnes y font ressortir une sorte de réseau spongieux très fin dans lequel on peut être tenté de voir un caractère de Radiolaire. Le reste des corps globuleux, c'est-à-dire la masse principale, est constitué de la façon suivante :

A. Le globule comprend, outre la couronne externe, une zone moyenne occupée par un mélange d'opale, à structure finement radiée et concentrique, ou seulement radiée, et de calcédonite interposée entre les traits d'opale, puis une région centrale formée de calcédonite indifférenciée.

B. Il se décompose en une couronne et un complexe d'opale et de calcédonite présentant tous les caractères de la zone intermédiaire du type précédent.

C. Une troisième manière d'être correspond à des globules formés d'une couronne et d'une masse interne de calcédonite (*b*).

D. Dans un quatrième groupe, les éléments comportent l'existence d'un vide central, correspondant, soit au noyau calcédonieux de la première variété, soit aux zones centrale et moyenne réunies.

L'action des globules sur la lumière polarisée varie avec leur constitution : les uns donnent une croix noire à branches égales; les autres se résolvent en une portion de sphérolithe dont le centre serait un point de la surface; un troisième groupe ne montre rien de plus qu'un mélange confus de fibres.

Il importe d'ajouter que nombre d'éléments fournissent des sections plus ou moins réniformes comme les spicules mentionnés plus haut.

Bref, il y a en présence deux types de corps globuleux de dimensions et de formes rigoureusement identiques, toujours fossilisés de façon différente et tout à fait étrangers les uns aux autres, du moins en apparence. Jamais les spicules globuleux ne montrent de couronne différenciée à la périphérie, et jamais les corps globuleux à structure concentrique et radiée ne renferment la moindre trace des croissants, couronnes, etc., si caractéristiques des restes de Spongiaires.

Tout fait supposer que la structure actuelle des corps globuleux de la dernière catégorie a pris naissance *in situ*. Pour ce qui est de la zone superficielle, composée de deux lames reliées par des trabécules radiés, observons que certaines sphérules ne montrent cette double lame que sur une partie de leur pourtour, que les spicules d'Éponges en bâtonnets, associés aux corps globuleux, présentent la même différenciation superficielle, et qu'enfin, les corps globuleux, en contact ou simplement très rapprochés, se fondent et se raccordent par leur couronne externe (*c*). Cela suffit pour voir dans lesdites couronnes, telles qu'elles sont, un produit des métamorphoses de la silice dans la roche même.

Une conclusion analogue s'impose pour la structure réticulée signalée à la surface. Dans un certain nombre d'éléments la fossilisation a donné naissance à de petites sphérules d'opale incomplètes, insérées sur la couronne externe, qui prend du côté interne un aspect mamelonné. Or la surface de ces sphérules est finement réticulée comme celle des globules eux-mêmes. De plus, les spicules monoaxes, différenciés à la surface, comme je l'ai dit plus haut,

ont parfois leur région axiale occupée par de l'opale grise, marquant l'emplacement du canal irrégulièrement élargi. Une section longitudinale et tangentielle à la zone d'opale grise met en évidence la même réticulation. Enfin, le ciment d'une gaize de Launois, très pauvre en restes organiques, met en évidence un aspect spongieux très particulier, visible à un assez fort grossissement. Cette gangue n'est à proprement parler qu'un véritable squelette de silice, montrant une structure réticulée des mieux conservées, avec des mailles de formes et de dimensions exactement semblables à celles de la surface des corps globuleux et des petites sphérules. En scrutant attentivement les coupes minces renfermant les corps globuleux en grand nombre, on retrouve des traces de la même structure.

En conséquence, ni la couronne externe, ni l'aspect réticulé et spongieux des sections tangentielles ne peuvent être invoqués en faveur des Radiolaires, et ce sont là, à n'en pas douter, des caractères acquis secondairement.

Que sont, en réalité, ces corps globuleux dont une foule de représentants sont pourvus d'une cavité centrale comme s'ils procédaient d'une coquille monoloculaire ? Le même problème s'est posé en Angleterre pour le « Calcareous Grit » de la côte du Yorkshire, qui paraît correspondre à la gaize à *Cardioceras Mariae*. Sorby [1], qui l'a étudié, a fait de multiples hypothèses pour expliquer l'origine des corps réniformes et globuleux observés. Il les a notamment comparés à des spicules globuleux, puis à de petites coquilles remplies de silice, représentant peut-être des Foraminifères, interprétation à laquelle il a donné la préférence.

En dépit de leur structure si différente de celle des spicules globuleux qui les accompagnent, j'estime qu'ils dérivent, eux aussi, des Spongiaires. La question de leurs affinités est, en effet, dominée par le fait que les deux groupes d'éléments ont mêmes formes et mêmes dimensions, l'état de fossilisation étant seul différent. Pour expliquer cette différence, ainsi que les détails de l'organisation des éléments en discussion, il faut de toute nécessité admettre le point de départ suivant : Des spicules, en minorité, sont restés pour ainsi dire intacts; d'autres, en majorité, ont été dissous. Les gaizes ne manquent pas, qui nous montrent aujourd'hui côte à côte des spicules conservés et des

[1] H. C. Sorby, On the microscopical structure of the calcareous Grit of the Yorkshire Coast (*Quart. Journ. Geol. Soc.*, vol. 6, 1850, p. 1-16).

vides laissés par la dissolution de spicules de même type. Puis les innombrables cavités, engendrées de la sorte, ont été envahies par de la silice et le comblement s'en est fait de la périphérie vers le centre en donnant successivement naissance à la couronne externe, à la zone moyenne caractérisée par une structure concentrique et radiée, puis à la masse centrale calcédonieuse, en laissant souvent des vides d'importance variable, conséquence d'un arrêt de développement de l'accroissement endogène.

Si telle est la vérité, les différences d'aspect et de structure séparant aujourd'hui les deux groupes sont d'origine franchement secondaire. De sorte que la grande majorité des spicules globuleux du dépôt auraient été dissous, puis en quelque sorte régénérés, mais, bien entendu, sans retrouver leur structure première. Chaque vide serait devenu le point de départ d'une géode microscopique et chaque élément reconstitué serait quelque chose comme une concrétion. Toute autre explication se heurte à des objections telles qu'on ne peut s'y arrêter.

Bref, la gaize à *C. Mariae* serait caractérisée par l'existence d'innombrables spicules mésodermiques, analogues aux corpuscules sphériques et réniformes dont la zone corticale de certaines Éponges est littéralement pétrie (*Ancorinides*, *Geodinides*). Mais comment expliquer que ce type spécial de spicules ait fourni une pareille contribution à la formation de la gaize, alors que les spicules du squelette sont toujours très peu nombreux et plutôt rares en moyenne? Que toujours et toujours la mer ait fait subir aux débris de Spongiaires une préparation mécanique éliminant la presque totalité des spicules du squelette sur le sort desquels on n'est pas du tout fixé, pour faire des spicules mésodermiques la base de toute la masse de la gaize, le fait reste mystérieux. Quoi qu'il en soit, cette gaize revêt dans son ensemble, au microscope, une extraordinaire uniformité de facies dont on chercherait vainement la répétition dans les types crétacés et tertiaires que j'ai fait connaître.

Le ciment de cette singulière roche, primitivement calcaréo-argileux, est aujourd'hui chargé de silice secondaire, développée aux dépens du carbonate de chaux, qu'elle remplace en partie ou en totalité. Notons seulement, en vue de l'analyse d'une gaize recalcifiée, que cette silice figure à l'état d'opale presque toujours indifférenciée, tendant, par exception, à se découper en sphérules de taille exceptionnelle, jamais complètement individualisées, et sous

forme d'opale et de calcédonite (*d*). Au point de vue de la matière argileuse, on peut noter trois stades différents : 1. Elle est abondante et conservée en totalité. 2. Elle est éliminée de certaines plages entièrement silicifiées. 3. Elle paraît faire complètement défaut, comme si elle avait été détruite *in situ*.

Pour conclure, on peut dire que la gaize à *C. Mariae* réalise, du point de vue organique, un cas très aberrant et qu'elle doit prendre rang parmi les dépôts plus ou moins riches en restes de Spongiaires comme *spongolithe à spicules mésodermiques*.

Spongolithe à ciment silicifié, puis recalcifié. — Des échantillons de Launois possèdent la composition organique des roches précédentes, mais la plupart des corps globuleux en sont calcifiés. On y retrouve les deux catégories de corps globuleux dont il vient d'être question, et toujours différenciés par la fossilisation. Les formes à microstructure caractéristique des Spongiaires ont gardé, et leur composition et leur structure, et il semble bien que toutes aient échappé à la métamorphose qui a profondément affecté les autres. Tous les corps globuleux calcifiés montrent nettement le dessin de la couronne externe avec son interruption, quand deux individus sont en contact, et sa bordure interne parfois mamelonnée, comme dans les spicules reconstitués, bien qu'en général la calcite d'un élément donné présente une seule orientation optique. Cette différenciation morphologique prouve, à l'évidence, que les éléments calcifiés avaient été antérieurement transformés comme des spicules mésodermiques de la dernière catégorie. A dire vrai, il est singulier que la substitution de la calcite à la silice soit limitée à ce groupe de corps globuleux.

Le ciment est lui-même formé de calcite largement cristallisée, l'identité de composition ne nuisant jamais à l'individualité des spicules calcifiés. Les faits sont tels que *la roche* en question *a été calcifiée après avoir été silicifiée*. On retrouve, effectivement, dans la gangue modifiée, d'anciennes sphérules en tous points semblables à celles du ciment des spongolithes, mais entièrement calcifiées. Or l'état globulaire de la silice du ciment étant toujours et sans exception un état secondaire, lié à un phénomène de silicification du carbonate de chaux, il ne fait pas de doute que la gangue avait été silicifiée avant la genèse du calcaire qui épigénise les sphérules. En

fait, l'évolution minéralogique des matériaux de la roche comporte la succession des épisodes suivants :

Spicules. — 1. Dissolution et formation de vides. 2. Remplissage partiel ou total de ces vides par de la silice secondaire. 3. Calcification des spicules régénérés.

Ciment calcaréo-argileux. — 1. Silicification. 2. Calcification.

Tel est l'enchaînement des métamorphoses, pour le moment unique dans l'histoire des roches sédimentaires. Point capital, au cours de ces transformations la matière argileuse a été détruite.

Spongolithes du Houiller inférieur.

Bois des Terrols à Mornimont (Belgique).

(Pl. XVII, fig. 63.)

Parmi les roches désignées sous le nom de « phtanites » en Belgique, il en est qui rentrent dans la catégorie des spongolithes typiques, ainsi que M. Marcel Bellière nous l'a appris [1]. Ces phtanites du type spongolithe font partie de l'assise bien connue de Chokier, épaisse de 20 à 100 mètres, se résolvant en poudingue, arkose, grès, psammites, schistes, calcaires à entroques, houille maigre, phtanites, schistes siliceux et ampélites. Ce complexe pétrographique, renfermant notamment *Glyphioceras Beyrichianum* (*Goniatites Listeri* auct.), *Productus carbonarius,* etc,, représente le Houiller inférieur des géologues belges.

Un des nombreux échantillons que M. Bellière a eu l'obligeance de me procurer réalise un type particulièrement instructif. A l'œil nu, rien ne le sépare de beaucoup de « phtanites » en rognons du calcaire carbonifère, si ce n'est qu'il montre des joints bruns ou des zones correspondant à des plans de stratification. A ce caractère on reconnaît qu'il s'agit, non d'un simple accident pétrographique d'origine secondaire, mais d'un véritable sédiment. La

[1] M. Bellière, *op. cit.*, p. 1216.

pierre est d'un noir mat, compacte, dure, et toute différente des variétés précédemment décrites.

Sa composition chimique est la suivante :

SiO^2 (totale)	91.20	
SiO^2 (soluble)		1.84
Al^2O^3	2.06	
Fe^2O^3	4.39	
CaO	0.55	
MgO	0.44	
K^2O	0.44	
Na^2O	0.52	
TiO^2	traces.	
P^2O^5	traces.	
CO^2	0.53	
H^2O	0.32	
Total	100.45	

Au microscope, les spicules pullulent à l'état de bâtonnets presque tous fragmentaires, monoaxes, à l'exception d'un nombre restreint d'individus polyaxes se rapportant aux *Tetractinellidae*, et de formes globuleuses (*d*). Des spicules, qui sont loin d'être rares, possèdent un canal très élargi, rempli d'une matière absolument identique à celle de la gangue (*b*). Tous sont devenus calcédonieux, dans la mesure où la conservation et le développement du canal l'ont permis. Nombre d'individus le sont en entier (*c*). Dans une foule de cas, la calcédonite empiète sur le ciment au détriment du dessin des spicules, beaucoup plus net en lumière blanche qu'entre les nicols croisés.

Chaque coupe mince montre quelques dizaines de grains de quartz (*a*), mesurant pour la plupart o mm. o5, et quelques paillettes de phyllite très fines. C'est sans doute à la présence de celles-ci qu'il faut attribuer la faible teneur en alcalis, ainsi qu'une partie de l'alumine, signalées par l'analyse.

Un ciment, d'ailleurs peu développé (*e*), complète la roche. Il constitue un fond gris, souvent nuancé de brun, d'aspect sale et flou, indifférencié en tous points, au milieu duquel les restes de Spongiaires se détachent nettement en clair. L'action de cette gangue sur la lumière polarisée, qui paraît nulle avec un éclairage médiocre, fait ressortir en bonne lumière une foule de petits points polarisant faiblement. Que le milieu soit à base de silice amorphe,

le fait ne semble pas douteux. On y discerne, en outre, un petit nombre de paillettes très courtes de nature probablement argileuse, des granules et cubes de pyrite, ainsi que des éléments d'hématite. Ledit ciment paraît donc se résoudre en une armature de silice cryptocristalline et amorphe, servant de support à une très petite quantité de matière argileuse et à des composés ferrugineux.

Il est à noter tout spécialement que c'est la substance même de la gangue, composée comme il vient d'être dit, qui remplit le canal élargi des spicules. Cette particularité me paraît impliquer un élargissement du canal et, partant, une dissolution partielle des spicules, au cours même de la sédimentation, ou tout au moins immédiatement après, dans le dépôt encore imprégné d'eau douce.

La roche de Mornimont se classe, en définitive, comme *spongolithe quartzeuse, à base de calcédonite.*

Des échantillons prélevés par M. Bellière, en d'autres localités, font une place moins négligeable aux grains de quartz et sont moins pauvres en ciment, la composition de celui-ci restant qualitativement la même.

Les spongolithes paléozoïques donnent également naissance à des accidents siliceux, bien caractérisés comme *cherts*. J'en dirai quelques mots plus loin.

2. DÉPÔTS ANCIENS À SPICULES D'ÉPONGES D'EAU DOUCE.

En l'absence de dépôts à spicules d'Éponges dans les dépôts lacustres de France, et en raison du caractère accidentel que présentent les accumulations de spicules dans les sédiments fluviatiles, je ne puis analyser que deux formations anciennes, caractérisées par de nombreux spicules d'eau douce. L'une, qui fait une place prépondérante aux Diatomées, sera décrite avec les *diatomites*, au titre de *spongodiatomite*, et l'autre figurera à cette place comme unique représentant des spongolithes engendrées en milieu lacustre dans les temps anciens. Si rares soient-ils, les dépôts de cette catégorie nous enseignent que les Éponges d'eau douce étaient déjà très nombreuses à l'époque carbonifère et qu'elles l'ont été derechef au Tertiaire. Jusqu'à plus ample informé, il n'existe pas de roches à spicules d'eau douce correspondant aux gaizes, c'est-à-dire beaucoup moins riches en spicules que les spongolithes.

Spongolithes du Bassin houiller du Gard.

(Pl. XVII, fig. 64-65.)

Grand'Eury a fait connaître, en 1890, deux bancs de « silex » développés dans la partie septentrionale du Bassin houiller du Gard [1]. « Au pied du versant Est du Bois-Noir..., on peut suivre, du gouffre Veyret à la galerie Fabre, un banc de 0 m. 30 de silex noir, reposant sur une veine de houille... Au mur des couches de La Crouzille, sur les deux versants de la montagne, s'étend un autre banc de silex plus clair, situé également sur un filet de houille [2] ». La carte de Grand'Eury figure les « silex » en question dans les concessions de Doulovy et de Montgros (étage de Gagnières à *Cordaïtes* et de La Grand'Combe). Aucune trace n'en a été observée dans le Bassin du Gardon.

Des échantillons que j'ai prélevés en 1895 dans la concession de Doulovy présentent les caractères suivants :

La roche est noire, massive, compacte, opaque sur les bords, à cassure très finement écailleuse et dépourvue de grain, d'aspect un peu corné et cireux. Vue en place, elle montre des plans de stratification.

Sa composition chimique est très simple :

SiO^2 (totale)	94.10	
SiO^2 (soluble)		0.50
Al^2O^3	1.85	
Fe^2O^3	1.65	
CaO	0.05	
MgO	0.01	
TiO^2	"	
P^2O^5	"	
H^2O	2.45	
TOTAL	100.11	

[1] M. C. GRAND'EURY, Géologie et paléontologie du Bassin houiller du Gard, 1890, 354 p., carte au 1/20.000e hors texte.

[2] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 89.

En l'état de nos connaissances les pseudo-silex de Doulovy sont d'une richesse sans égale en spicules d'Éponges.

Au microscope, les sections parallèles à la stratification (fig. 64) montrent ces spicules coupés en presque totalité suivant leur longueur. On y voit une infinité de bâtonnets monoaxes, très longs et déliés, droits ou faiblement arqués, fusiformes et le plus souvent cylindriques mais terminés en pointes. J'en ai mesuré qui accusent 0 mm. 7 pour un diamètre de 0 mm. 02. Lesdits spicules sont orientés en tous sens, enchevêtrés les uns dans les autres en une sorte de feutrage, ou groupés par paquets, et alors accolés les uns aux autres en gardant souvent un parallélisme parfait d'un bout à l'autre. Grâce à leur diamètre inférieur à l'épaisseur des préparations on les voit superposés et entre-croisés sous tous les angles. On conçoit que, dans ces conditions, il ne reste guère de place pour des matériaux étrangers.

Au contraire, les coupes normales à la stratification (fig. 65) fournissent d'innombrables sections rigoureusement circulaires, tant soit peu elliptiques ou tendant visiblement vers un contour polygonal. Un très grand nombre ont leur centre occupé par une minuscule tache, représentant la trace d'un canal resté filiforme, qu'on peut d'ailleurs observer dans maintes sections longitudinales. Les coupes de cet ordre font toujours place à une notable proportion de spicules taillés dans le sens longitudinal.

Tout spicule bien individualisé, examiné avec les nicols croisés, se transforme en un agrégat de granules de quartz, mais seulement dans le sens longitudinal, car les coupes transversales se résolvent, au contraire, en quartz d'une seule orientation optique. Il n'est pas rare que la cristallisation du quartz imprime aux sections transversales un contour plus ou moins polygonal. Lorsque les spicules sont accolés sans la moindre interposition de ciment, leur morphologie cesse d'être respectée, et il est de règle qu'ils fassent place à des plages de granules de quartz qui ne laissent transparaître en rien la structure organisée.

Il n'y a d'éléments étrangers dans ce milieu que du quartz clastique des plus clairsemés, de minuscules paillettes de phyllite, généralement couchées dans les plans de stratification, un peu de pyrite et une gangue rudimentaire de teinte brune. Celle-ci est à peu près réduite au rôle de matière pigmentaire. Dans les coupes parallèles à la stratification, elle forme tout au plus d'insignifiants amas aux rares points où les spicules cessent d'être contigus. Ces îlots deviennent des traînées, ordonnées parallèlement à la stratification,

dans les sections perpendiculaires. Ladite gangue est constituée par une substance brune, amorphe, qui fixée sur les spicules mêmes, à dose très faible, en souligne les contours et les individualise d'autant plus qu'elle est moins rare. Là, où elle manque tout à fait, les spicules se fondent les uns dans les autres et cessent d'être distincts. La nature, sans doute complexe, de cette matière reste indéfinie. Dépourvue de manganèse, elle contient très peu de fer et ne devient pas du tout magnétique après calcination. Chauffés au rouge, des éclats de la roche se décolorent à peine et deviennent légèrement translucides sur les bords tout en prenant une teinte gris noirâtre. J'incline à croire que ce pigment dérive d'une substance sapropélienne et qu'elle est à base de carbone, sous une forme indéterminée.

En tout état de cause sur ce point, les « silex » de Doulovy ont acquis secondairement une structure de quartzite aux dépens d'une faune de Spongiaires exceptionnellement riche. Ce sont des spongolithes qui, d'après ce que nous apprendrons plus loin, doivent être classés avec le qualificatif *quartzolitiques*.

Les échantillons de Montgros réalisent le même facies.

Conclusions.

Il serait facile d'allonger la liste des spongolithes pour mettre en pleine lumière le rôle insoupçonné et déjà notable joué par cette famille de roches. Retenons que les spongolithes ne sont nullement de simples curiosités pétrographiques, mais de véritables dépôts dont le nombre ira en augmentant à mesure que les gisements de gaizes, auxquels ils sont intimement associés, se multiplieront.

Du point de vue génétique, les gaizes et les spongolithes à ciment siliceux ayant exactement la même histoire, ce que j'ai déjà dit des gaizes s'applique aux spongolithes (p. 284). Pour les unes comme pour les autres il nous reste, par conséquent, à envisager la question des sources de la silice et des phases successives de leurs métamorphoses.

GÉNÉRALITÉS SUR LES DÉPÔTS À SPICULES D'ÉPONGES.

ORIGINE DU CIMENT SILICEUX DES GAIZES ET SPONGOLITHES. SOURCES DE LA SILICE.

Le problème de l'origine des gaizes, et l'on peut ajouter des spongolithes, a été posé pour la première fois comme il doit l'être, par les recherches de G. J. Hinde [1], puis par celles de A. J. Jukes-Browne et W. Hill [2].

Antérieurement à leurs travaux, Sauvage et Buvignier sont les seuls, sauf erreur, qui aient émis une hypothèse sur la question. « Cette substance, écrivaient-ils en 1842, pourrait avoir eu une formation semblable à celle du tripoli, et peut-être la trouverait-on composée de carapaces d'infusoires si on l'examinait avec un microscope puissant » [3]. On ne pouvait mieux dire à cette époque.

La silice du ciment des gaizes, qui contribue avec celle des organismes à imprimer à ces roches une physionomie si particulière, peut se réclamer de multiples origines. Quatre sources sont à envisager :

1. **Dissolution de spicules dans le sédiment consolidé.** — Dans son mémoire sur les lits de spicules d'Éponges du Greensand inférieur et supérieur du Sud de l'Angleterre, G. J. Hinde écrit : « The presence in the same beds of silica in an amorphous state, taken in connection with the fact that the beds are filled with empty spicular casts from which the spicules have been dissolved and that many of the spicules are residuary forms which have lost all their soluble silica, points to the conclusion that the colloid silica in the beds has been directly derived from the breaking up and dissolution of the Sponge-remains » [4]. En d'autres termes, le dépôt tire de lui-même la silice qui sert à élaborer le ciment. Quant à cette remise en mouvement de la silice, elle se fait, suivant G.J. Hinde, *postérieurement* à la consolidation du dépôt.

[1] G. J. Hinde, On Beds of Sponge-Remains in the Lower and Upper Greensand of the South of England (*Phil. Trans. Roy. Soc.*, 1885, part. II, p. 403-453, pl. 40-45).

[2] A. J. Jukes-Browne and W. Hill, The Occurence of colloid silica in the Lower Chalk of Berkshire and Wiltshire (*Quart. Journ. Geol. Soc.*, vol. 45, 1889, p. 403-422).

[3] Sauvage et Buvignier, *op. cit.*, p. 290-291.

[4] G. J. Hinde, *op. cit.*, p. 427.

Dans le même ordre d'idées J.W. Sollas a noté que la silice déplacée par la fossilisation des spicules ne se retrouve pas loin des points d'où elle a été éliminée [1].

Bref, l'appauvrissement en silice, résultant de la dissolution de spicules d'Éponges, serait contre-balancé par la silicification du ciment, toute la métamorphose se ramenant à un simple déplacement de silice *in situ*, à une époque tardive de l'histoire de la roche.

Tout bien considéré, il est difficile, sinon impossible, de faire de la dissolution des spicules représentés par des vides dans une gaize donnée le facteur essentiel de la silicification du ciment de cette même gaize. D'abord, un grand nombre de gaizes sont complètement dépourvues de pareils vides, et cela dans la totalité des échantillons qui en sont tirés. De plus, les spongolithes, que nous savons d'une incomparable richesse en spicules, ne montrent pas un seul exemple de vides laissés par des spicules dissous. On peut tenir pour certain que leur évolution minéralogique s'est faite parallèlement à celle des gaizes, sans la moindre intervention de silice fournie *in situ* par des spicules dissous postérieurement à la consolidation. Ensuite, et surtout, beaucoup de vides laissés par les spicules dissous sont soulignés par de l'opale différenciée, fixée sur les spicules avant leur disparition, preuve que la migration de cette silice est antérieure à la dissolution des spicules. Il est donc difficile, sinon impossible, de faire jouer un rôle de premier plan à la silice mise en liberté par la dissolution de ces spicules dans la genèse du ciment tel qu'il est aujourd'hui.

Par ailleurs, il faut noter une grande disproportion entre la masse de silice représentée par la totalité des spicules dissous et celle qui correspond à la silicification. C'est chose certaine que la dissolution des spicules n'a pas libéré assez de silice, et tant s'en faut, pour transformer le ciment. En admettant que le processus ait joué un rôle dans la silicification de la gangue calcarifère, il faudrait recourir à une autre source importante pour fournir le complément nécessaire.

Enfin, on ne s'explique pas du tout pourquoi les vides laissés par les spicules ne sont jamais remplis de silice secondaire, comme dans le cas des spongolithes à *C. Mariae* de l'Ardenne (p. 292), dès l'instant que la silicification marche de pair avec la dissolution et que, par la force des choses, les

[1] J. W. Sollas, On the Structure and Affinities of the Genus *Catagma* (*Ann. and Mag. of Nat. Hist.*, 5e s., vol. 2, 1878, p. 361).

solutions siliceuses doivent traverser des parties du dépôt où il existe déjà des vides correspondant à des spicules disparus.

2. **Dissolution de spicules sur le fond de la mer.** — La question devant être examinée en détail lors de l'étude des silex de la craie, on trouvera plus loin l'exposé des données invoquées jusqu'à présent, d'une manière générale et en dehors du domaine des gaizes, en faveur de cette dissolution. En ce qui concerne les dépôts du groupe de la gaize, l'opinion que des spicules ont été plus ou moins dissous sur le fond de la mer a été formulée explicitement par A. J. Jukes-Browne et W. Hill [1]. A vrai dire, ces auteurs n'ont apporté aucun argument à son appui. Tout bien pesé, le remplissage des canaux élargis de spicules par la matière même du ciment, quelle qu'elle soit, est une preuve de dissolution contemporaine de la sédimentation, ou peu s'en faut. Le cas des spicules qui ont libéré, au total, une masse très notable de silice pour faire place à la substance de la gangue, lorsque celle-ci est très argileuse, comme dans certaines gaizes infracrétacées, est à retenir tout spécialement à ce point de vue. Il nous enseigne que *la dissolution des spicules s'est faite en grand sur le fond de la mer ou dans le dépôt en voie d'accumulation.* C'est pourquoi j'attache une grande importance à ce deuxième facteur dans l'élaboration de la silice du ciment des gaizes.

3. **Décomposition *in situ* de la matière argileuse.** — J'ai insisté naguère sur la destruction partielle ou complète de l'argile des gaizes dans les points où la silice a subi une modification morphologique prononcée, et principalement dans ceux où cette matière est passée de l'état amorphe à l'état cristallin. « Tout se passe, ai-je dit, comme si la disparition de la matière argileuse avait pour corollaire inévitable un enrichissement en silice », en ajoutant que « le maximum de silicification subie par la roche correspond à la destruction maxima de l'argile » [2]. Et j'ai tiré de cette particularité, observée nombre de fois, une présomption en faveur d'une intervention de la matière argileuse dans la genèse de la silice de la gangue. De preuve directe, il n'y en a pas, mais c'est un fait certain qu'une grande masse d'argile a été éliminée et qu'elle n'a pu disparaître que par décomposition. La même observation a

[1] A. J. Jukes-Browne and W. Hill, *op. cit.*, p. 418.
[2] L. Cayeux, *op. cit.*, p. 76 et 77.

été relevée dans les roches à spicules de l'assise de Chokier par M. Bellière [1], qui, pas plus que moi, n'a pu se dérober à l'hypothèse d'une destruction *in situ*.

C'est le moment de rappeler que, d'après J. Murray et R. Irvine [2], la matière organique en décomposition, dérivant des Éponges, détermine la production de sulfures alcalins aux dépens des sulfates alcalins. Ces sulfures, agissant sur l'argile, peuvent la décomposer et mettre l'acide silicique en liberté. Rien n'a manqué au dépôt qui a engendré la gaize pour favoriser cet enchaînement de phénomènes. La quantité de matière organique correspondant aux Spongiaires qui ont fourni les innombrables spicules de la gaize devait être considérable, l'argile était abondante et les sulfates alcalins ne faisaient certainement pas défaut. Toutes les conditions étaient donc réunies pour que les réactions indiquées par J. Murray et R. Irvine puissent se produire. Reste à savoir dans quelle mesure cette élaboration de la silice, sous l'influence de la matière organique en décomposition, se confond avec l'élimination de l'argile, constatée au microscope en une foule de points dans les gaizes. En tout cas, le processus indiqué par J. Murray et R. Irvine implique une élaboration de la silice presque consécutive à la sédimentation, et indépendante, semble-t-il, d'une action biologique directe, comparable à celle des Diatomées décomposant l'argile.

4. **Intervention tardive de dépôts supérieurs aux gaizes considérées.** — L'étude des rapports des gaizes du Bassin de Paris avec les couches qui les surmontent permet de constater, soit que la fin de leur dépôt a été marquée par une émersion certainement accompagnée de tout un cortège de phénomènes continentaux, soit que les terrains qui les couronnent ont été le siège d'une grande activité chimique et d'une élaboration de solutions siliceuses susceptibles d'avoir une répercussion sur la composition de la gaize. Énumérons, sans y insister, les faits suivants : la gaize oxfordienne est directement recouverte par le Gault; il y a partout lacune au-dessus de la gaize de l'Argonne; celle du Cher est surmontée par l'argile à silex; la meule de Bracquegnies, émergée après son dépôt, est recouverte en stratification discor-

[1] M. Bellière, *op. cit.*, p. 1225.

[2] J. Murray and R. Irvine, On Silica and the siliceous Remains of Organisms in modern Seas (*Proc. Roy. Soc. of Edinburgh*, vol. 18, 1889-1890, p. 229-250).

dante par des dépôts à *Pecten asper*, à *I. labiatus*, ou à *T. gracilis;* la gaize à *I. labiatus* (têtes de chat) est restée émergée pendant la fin du Turonien et le commencement du Sénonien; la smectique de Herve est interrompue par un ravinement, etc.

L'analyse de chacune des formations énumérées montrerait que les phénomènes qui ont troublé la continuité de la sédimentation et détruit la partie supérieure des roches-mères des gaizes, ou profondément transformé les terrains supérieurs (Cher), ont dû intervenir dans l'histoire de la gaize en tant que sources de silice.

Conclusions. — Sans vouloir insister davantage sur cette question traitée ailleurs avec presque tous les détails nécessaires[1], je crois devoir conclure à l'intervention des quatre sources envisagées, tout en considérant la phase contemporaine de la sédimentation comme de beaucoup la plus importante de l'histoire des gaizes et des spongolithes. Si telle est la vérité, il s'ensuit que la quantité de silice aujourd'hui incluse dans ces roches est supérieure à celle qu'elles ont reçue en partage à l'origine. Il en résulte également que la silicification est un épisode de longue haleine. A cet égard, je puis répéter ce que j'écrivais en 1897 : « Les phénomènes qui ont déterminé la transformation de la boue dont dérive la gaize ont commencé sur le fond de la mer et se sont poursuivis avec ou sans interruption jusqu'à la consolidation de la roche »[2]. Comme je l'ai noté à cette époque, « la période qui a suivi immédiatement le dépôt a dû être une phase très active d'élaboration de silice, en raison de l'existence dans le sédiment de l'eau de mer avec tous ses principes en solution et d'une forte proportion de matière organique, dont la présence est généralement tenue comme indispensable pour faire passer la silice des organismes à l'état minéral dans les roches ». Et j'ajoutais que « la consolidation était très avancée lorsque la silice résultant de la dissolution des spicules s'est répandue dans le ciment ».

Phases successives de la transformation des gaizes et spongolithes. — Maintenant que l'on est fixé, autant qu'il se peut, sur les sources de la silice, une question prime toutes les autres : comment s'échelonnent

[1] L. Cayeux, *op. cit.*, p. 72-79.
[2] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 78.

dans le temps les métamorphoses successives subies par les roches-mères? Nous savons que le ciment, plus ou moins calcarifère dès le principe, a été silicifié à un moment donné et que souvent il s'est différencié en opale globulaire et en calcédonite. Quel rapport y a-t-il entre la silicification de la gangue, d'un côté, le développement de l'opale globulaire et de la calcédonite de l'autre? Et pour plus de précision, la genèse de l'opale globulaire et celle de la calcédonite représentent-elles des phénomènes consécutifs ou successifs?

Le sujet a été abordé naguère par A. J. Jukes-Browne et W. Hill[1], et je l'ai traité longuement, il y a quelque trente ans, mais avec moins de données que je n'en puis réunir aujourd'hui.

A. J. Jukes-Browne et W. Hill ont conclu de leur étude du Lower Chalk que la silice globulaire a été précipitée d'une solution, et que cette précipitation, antérieure à la consolidation des couches, s'est faite alors que celles-ci étaient imprégnées d'eau de mer. En d'autres termes, le phénomène a précédé l'émersion. Les mêmes auteurs inclinent à voir un lien de cause à effet entre la dissolution des spicules *in situ* et la formation des rognons plus ou moins calcédonieux, connus sous le nom de cherts. La genèse de ces rognons serait un épisode tardif et d'importance secondaire par rapport à l'ensemble des transformations qui aboutissent au terme gaize. Dans ces conditions, la silicification du dépôt représenterait un premier temps, antérieur à l'émersion et le développement des concrétions calcédonieuses appartiendrait au second temps, celui-ci postérieur à l'émersion.

Reprenons la question à la lumière des faits. Il en est trois qui sont nettement exprimés dans mes matériaux et qu'il faut à tout prix faire entrer dans une synthèse définitive, quelle qu'elle soit.

1. Il est indéniable que la structure globulaire de l'opale et la formation de la calcédonite dans le ciment sont deux phénomènes étroitement liés et qu'on ne peut songer à dissocier dans l'histoire du dépôt, sauf à dire que la différenciation de l'opale en sphérules, plus ou moins libres, implique toujours et sans exception la présence de la calcédonite, alors que la calcédonite peut prendre naissance, et à grande échelle, en l'absence de silice globulaire, ce que démontrent notamment toutes les roches à spicules d'Éponges de l'assise de Chokier. Mais pour les gaizes du Bassin de Paris et beaucoup

[1] A. J. Jukes-Browne and W. Hill, *op. cit.*, p. 419.

d'autres l'association intime de l'opale globulaire et de la calcédonite est une règle absolue. Dès lors, deux hypothèses sont à envisager. Ou bien la genèse de l'opale globulaire et de la calcédonite qui l'accompagne date de la silicification du ciment, ou bien la gangue, préalablement silicifiée, s'est différenciée en silice globulaire et calcédonite au cours d'une phase postérieure.

2. Ceci posé, observons que le développement de la calcédonite est, dans certains cas tout au moins, postérieur à la silicification du ciment. Le fait a été nettement constaté dans les spongolithes de Bracquegnies, où l'on voit la calcédonite détruire plus ou moins les couronnes engendrées par le ciment à la périphérie des spicules. Sans vouloir généraliser plus qu'il n'est permis la conclusion qui en découle, on peut dire qu'il est des cas où il ne peut être question de rattacher le développement de la calcédonite et de l'opale à l'épisode de la silicification du ciment.

3. Le troisième et dernier fait établit avec évidence que la genèse de la calcédonite n'est point consécutive à la dissolution des spicules dont la place est aujourd'hui marquée par des vides. On n'a pas oublié le cas des spongolithes, c'est-à-dire des roches les plus riches en spicules de la série, lesquelles ne montrent jamais un seul spicule dissous.

Nombre de gaizes permettent d'ailleurs de faire la même observation. Mais il y a plus. Entre la fréquence des vides et la masse de silice libérée, d'une part, la généralité de la différenciation du ciment et le rôle de la calcédonite qui en résulte, d'autre part, il y a une disproportion évidente. Si bien que dans l'explication de A. J. Jukes-Browne et W. Hill, la cause est loin d'être adéquate à l'effet. Bref, la dissolution des spicules *in situ* ne me paraît pas devoir être retenue pour expliquer la genèse de la calcédonite.

Tout bien considéré, il y a lieu de se demander si les spicules n'ont pas été dissous au cours d'une phase très tardive et si le phénomène n'a pas continué jusqu'à nos jours en se localisant sur les spicules en opale. Il faut, croyons-nous, envisager comme possible la migration de la silice des spicules dissous, à partir du moment où le dépôt avait achevé le gros et peut-être la totalité de ses métamorphoses, la silice ainsi éliminée ayant été entraînée en dehors du milieu qui lui a donné naissance.

Quoi qu'il en soit, il y a tout lieu de penser que l'élaboration de la calcédonite et, par conséquent, des points cherteux et des cherts proprement dits, est antérieure à la dissolution des spicules et, partant, à la consolidation des

dépôts. A vrai dire, rien dans les gaizes et les spongolithes ne prouve et ne fait même supposer qu'elle a précédé l'émersion. Cette notion s'impose pourtant à l'esprit, à la lumière de ce que l'histoire des silex nous apprendra. Reste à savoir si la différence des milieux, siliceux d'un côté et calcaires de l'autre, autorise un rapprochement tel que ce qui est vrai pour l'un l'est pour l'autre. J'incline nettement vers l'affirmative.

En somme, nombre de points restent obscurs. Pour le moment, il est pratiquement impossible de fixer la part qui revient à chacune des quatre sources mises en cause, et je doute qu'on le puisse jamais. Il est non moins impossible de suivre la gaize, pas à pas, dans ses différentes phases. Ajouterai-je que le sujet, très ardu, ne me paraît pas devoir livrer tous ses secrets de longtemps?

CHAPITRE IV.

DÉPÔTS À RADIOLAIRES.

A la différence des vases à spicules d'Éponges et à Diatomées, anciennes et actuelles, les dépôts essentiellement formés de Radiolaires sont exclusivement marins. N'empêche que leur variété s'affirme très grande. Dans les pages qui vont suivre, je passerai successivement en revue les vases à Radiolaires actuelles, puis les vases à Radiolaires des époques anciennes.

1. VASES À RADIOLAIRES ACTUELLES [1].

Les vases à Radiolaires des mers actuelles se résolvent en une vase rouge, brune et quelquefois jaunâtre, ressemblant à l'argile rouge des grands fonds, dont elle diffère surtout par une proportion beaucoup plus élevée de Radiolaires, de spicules d'Éponges et de Diatomées. J. Murray et A. F. Renard rapportent à la vase à Radiolaires toute argile rouge renfermant au moins 20 p. 100 de ces organismes, c'est-à-dire que les organismes caractéristiques sont loin de l'emporter dans toutes les vases à Radiolaires.

Le *Challenger* les a draguées à des profondeurs comprises entre 2,350 br. (4,298 m.) et 4,475 br. (8,184 m.), et à une moyenne de 2,894 br. (5,293 m.).

Outre des matériaux d'origine volcanique (ponces, augite, feldspaths, hornblende, magnétite), les vases à Radiolaires renferment des produits d'altération et de concentration (palagonite, nodules de manganèse), et enfin, des éléments d'origine extra-terrestre (chondres et sphérules cosmiques) [2].

[1] J. Murray and A. F. Renard, Deep-Sea Deposits, 1891, p. 203-208.

[2] L. W. Collet, Les dépôts marins, 1908, p. 87-92.

Leur composition chimique est sujette à de grandes variations : telle vase ne contient que des traces de carbonate de chaux; telle autre en fournit jusqu'à 20 p. 100. Les restes d'organismes calcaires, correspondant aux différentes teneurs en chaux, se rapportent en grande majorité à des Foraminifères pélagiques, accompagnés de quelques Rotalidés et Nummulitidés benthiques. Des Ostracodes, Échinodermes fragmentaires, Gastéropodes et Coccolithes s'y rencontrent également ainsi que des dents de Poissons et des otolithes.

Le résidu insoluble dans l'acide chlorhydrique dilué s'élève à 80-100 p. 100 et à une moyenne de près de 96 p. 100 (95.99 p. 100). Dans cette proportion figurent 30-80 p. 100 d'organismes siliceux, au premier rang desquels viennent les Radiolaires. La plus grande richesse en organismes siliceux (80 p. 100) a été observée entre le Japon et la Nouvelle-Guinée, au point le plus profond atteint par les sondages du *Challenger* (8,184 m.).

Formées presque en totalité d'organismes siliceux en fragments microscopiques, les « parties fines » représentent 17-67 p. 100 de dépôt, soit une moyenne de 39.88 p. 100.

La composition moyenne des vases à Radiolaires est la suivante, d'après le *Challenger* :

Carbonate de chaux	Foraminifères pélagiques	3.11	
	Foraminifères benthiques	0.11	
	Autres organismes	0.79	4.01
Résidu	Organismes siliceux	54.44	
	Minéraux	1.67	
	Parties fines	39.88	95.99
	TOTAL		100.00

Ce tableau, comparé à celui de l'analyse moyenne de l'argile rouge des grands fonds, ne fait ressortir de différence importante que dans la teneur en organismes siliceux, plus élevée dans la vase à Radiolaires que dans l'argile rouge. De même qu'il y a passage entre ces deux dépôts, il existe tous les intermédiaires entre la vase à Radiolaires et la vase à Globigérines, à telle enseigne qu'on est parfois fort embarrassé pour classer certaines vases à Radiolaires et Globigérines.

Les deux analyses suivantes empruntées aux documents du *Challenger* sont

relatives à des vases à Radiolaires dont la teneur en organismes siliceux dépasse à peine la moyenne (54.44 p. 100).

		I.		II.	
	Perte au feu		4.30		7.41
Soluble dans HCl	SiO^2	38.75		46.50	
	Al^2O^3	6.75		8.32	
	Fe^2O^3	11.20		14.24	
	MnO^2	0.57		3.23	
	$CaCO^3$	2.54		3.89	
	$CaSO^4$	0.29		0.41	
	$(PO^4)^2Ca^3$	0.65		1.39	
	$MgCO^3$	2.46	63.21	1.50	79.48
Insoluble	SiO^2	21.02		9.52	
	Al^2O^3	6.19		2.20	
	Fe^2O^3	3.09		0.75	
	CaO	1.85		0.39	
	MgO	0.34	32.49	1.25	13.11
	Totaux		100.00		100.00

I. Stat. 265, prof. 5,304 m. — II. Stat. 274, prof. 5,030 m.

Ces compositions caractérisent des dépôts renfermant une proportion très notable d'argile et fortement teintés par de l'oxyde de fer.

Les vases à Radiolaires ont été draguées dans l'Océan Indien et surtout dans l'Océan Pacifique, dont elles couvrent environ 8 p. 100 de la surface totale. Jusqu'à présent, l'Océan Atlantique — la mer des Antilles exceptée — n'en a pas fourni la plus petite trace.

Vases à Radiolaires émergées des Barbades.

(Pl. XVIII, fig. 66.)

Bien que les vases à Radiolaires des Barbades soient consolidées et qu'elles datent des temps géologiques, je crois utile d'en dire un mot à cette place, pour la raison qu'elles représentent aux yeux de tous les géologues une formation abyssale émergée des plus authentiques. Pour nous, il s'y ajoute un autre intérêt, en ce sens que cette ancienne vase, modifiée au minimum,

réalise en quelque sorte les caractères d'une vase à Radiolaires actuelle prise en masse.

D'après A. J. Jukes-Browne et J. B. Harrison[1], les terres à Infusoires des Barbades, comme on les appelle très souvent, font partie d'un complexe de dépôts océaniques soulevés, se rapportant, soit au Pliocène supérieur, soit au Pleistocène. D'une épaisseur totale de 97 m. 50 à 106 m. 70, l'ensemble comprend d'anciennes vases à Globigérines et à Radiolaires et se termine par une terre argileuse, analogue à l'argile rouge des profondeurs océaniques actuelles. Au M[t] Hillaby, les terres à Radiolaires mesurent environ 39 m. 60, sans compter les terres calcaréo-siliceuses entre lesquelles elles sont comprises.

Les échantillons que je dois au très regretté A. J. Jukes-Browne rappellent presque à s'y méprendre certaines gaizes à pâte fine du Pays de Bray. Ils sont constitués par une roche grisâtre ou jaunâtre de nuance jaune crème, très légère, finement grenue, poreuse, happant fortement à la langue et d'aspect un peu marneux. Cela est vrai, notamment, pour la « Radiolarian Earth » des couches supérieures de Castle Grant. Le dépôt renferme des « concrétions siliceuses » très dures, de teinte gris bleuté, à cassure large et unie, caractérisées par des angles vifs et tranchants, dont la physionomie est, en vérité, celle des noyaux cherteux, pauvres en calcédonite, de certaines gaizes du Bassin de Paris.

Les terres siliceuses des Barbades ont été définies par A. J. Jukes-Browne et J. B. Harrison de la manière suivante: « Elles sont formées entièrement de Radiolaires et de spicules d'Éponges, avec un petit nombre de Diatomées; on n'y reconnaît aucun organisme calcaire, mais quelques petites particules calcaires peuvent quelquefois être mises en évidence. La gangue est une masse feutrée de fragments entrelacés de Radiolaires et de spicules d'Éponges[2] ».

Au microscope la roche se montre pétrie de Radiolaires, admirablement conservés, fossilisés par de l'opale(*a*). On sait d'ailleurs que le gisement passe pour le plus riche en Radiolaires. Dès 1846, G. Ehrenberg y décrivait 282 espèces, réparties en 44 genres et 7 familles. Au dire d'Haeckel, le nombre des espèces serait plus considérable et s'élèverait à 400 et peut-être à 500. Quelques dizaines de spicules, fins et déliés, ainsi que plusieurs granules de quartz font partie intégrante de chaque préparation. Un échantillon de Chimborazo

[1] A. J. Jukes-Browne and J. B. Harrison, The Geology of Barbados. Part. II. The oceanic Deposits (*Q. J. G. S.*, t. 48, 1892, p. 170-226).

[2] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 174.

a pour gangue une sorte de poussière de granules de calcite, étroitement associée à d'innombrables débris de Radiolaires, le tout représentant des « fine-washings » calcarifères (*b*).

Deux faits sont à souligner : 1° En dépit de la proportion très appréciable de carbonate de chaux, il n'est pas possible d'observer dans le dépôt le plus petit débris de Foraminifère. Peut-être la trame calcaire du ciment, représente-t-elle un résidu de destruction incomplète de coquilles au cours de leur chute. 2° Ainsi constituée, en apparence, la trame assure à la formation un état d'agrégation tel qu'il est impossible d'en dissocier les particules. La vérité est qu'elle comprend, en outre, tout au moins par places, un fond de silice isotrope et indifférenciée, faisant l'office de lien entre les restes de Radiolaires et la calcite pulvérulente.

La terre de Chimborazo, un peu aberrante par son ciment, est pour les jaspes un excellent terme de comparaison. Comme on le verra bientôt, un grand nombre d'entre eux possèdent une gangue calcarifère, laquelle par les caractères morphologiques de ses éléments témoigne d'une importante régression du carbonate de chaux. Cela donne à penser qu'ils pouvaient être aussi calcaires à l'origine que la vase de Chimborazo. Quoi qu'il en soit, il convient de retenir qu'une grande richesse en Radiolaires n'entraîne pas nécessairement l'existence d'un ciment originellement siliceux, particularité à ne pas perdre de vue dans l'interprétation du groupe des jaspes et radiolarites.

Accidents « cherteux » des terres à Radiolaires des Barbades. — A. J. Jukes-Browne et W. Hill ont signalé, dans ce qu'ils ont appelé des « terres silicifiées », des concrétions siliceuses rappelant de façon frappante par leur aspect général des nodules de cherts inachevés, comme il en existe dans la craie marneuse du Wiltshire et dans le Malmstone du Hampshire. Des nodules de la terre à Radiolaires de Springfield auraient la plus grande ressemblance avec des silex, et par leur aspect et par leur cassure. Au microscope, ils se montrent entièrement siliceux, formés de Radiolaires et autres organismes siliceux, agglutinés par de la silice amorphe qui n'est jamais globulaire [1].

Un de mes échantillons, provenant du Chalky Mount, témoigne d'un enri-

[1] A. J. Jukes-Browne and J. B. Harrison, *op. cit.*, p. 170.

chissement en silice plus grand que tous ceux qui ont été signalés. A côté des nombreux Radiolaires fossilisés par de l'opale, il s'en trouve d'autres, presque aussi répandus, dont les cavités sont remplies de calcédonite largement cristallisée, qui a fréquemment empiété sur le test. Entre les nicols croisés, des points de calcédonite émaillent le ciment, en majeure partie constitué par de l'opale indifférenciée. Le tout accuse une transformation incomparablement plus avancée que maints jaspes à Radiolaires jurassiques, par exemple.

De cherts proprement dits, il en existe peu à ma connaissance dans les dépôts à Radiolaires des Barbades, si l'on prend pour type le chert de nos gaizes et spongolithes. Il n'y en a pas moins migration et concentration de silice, à une échelle comparable à celle qui engendre les cherts. *Le peu que l'on sait sur ce groupe de roches nous les montre élaborant de la silice par calcification de Radiolaires et de spicules d'Éponges*, ce qui est une raison pour identifier leur histoire à celle des dépôts secondaires et tertiaires, riches en organismes siliceux. Autrement dit, ils ont été, selon toutes probabilités, la source même de la silice qui les a plus ou moins métamorphosés. Que des dépôts océaniques d'un âge aussi récent soient arrivés à un stade d'évolution comparable à celui des gaizes et jaspes, c'est là un fait qui ne saurait trop retenir l'attention.

2. VASES À RADIOLAIRES DES MERS ANCIENNES.

(VASES À RADIOLAIRES CONSOLIDÉES.)

Les vases à Radiolaires d'aujourd'hui ont pour équivalents dans la série sédimentaire ancienne des dépôts de physionomie extrêmement variée, connus sous les noms de *jaspes* (*pars*), *lydiennes*, *phtanites* (*pars*), *cherts* (*pars*) et de *radiolarites* (*pars*).

Les idées ont beaucoup varié sur la conception de ces différentes roches, ainsi qu'en témoignent les données suivantes :

Haüy appelle *quartz-jaspe* « un corps composé de quartz-agate empâté d'argile ferrugineuse » [1]. « Souvent le jaspe, écrit Dufrénoy, est un silex devenu opaque, soit par l'altération qu'il a éprouvée, soit par l'addition d'une certaine

[1] Citoyen Haüy, *Traité de minéralogie*, t. II, 1801, page 435.

quantité d'oxyde rouge de fer ou d'hydrate du même oxyde »[1]. Sa conclusion est que « le jaspe tient en partie au silex, à l'agate et même au quartz résinite ». Coquand fait rentrer les jaspes dans le groupe des silex, tout en les considérant comme des produits chimiques et métamorphiques. Ce sont pour lui des silex-jaspes[2].

Le jaspe est pour Cordier « une roche compacte, formée de quartz intimement mélangé avec de l'hydrate ou du peroxyde de fer », ou bien encore « un agrégat mixte résultant de précipités chimiques »[3]. A. de Lapparent range les jaspes dans les sédiments argileux. « Les argiles, dit-il, devenues très dures et compactes par l'addition d'une forte quantité de silice avec des colorations diverses donnent des jaspes, roches comparables aux silex »[4]. M. A. Lacroix voit dans les jaspes un mélange de produits quartzeux (quartz, calcédonite, quartzine) à des oxydes de fer ou à des argiles. . . », subordonné aux terrains sédimentaires ou formant des filons de concrétionnement[5].

M. Lœwinson-Lessing définit le jaspe une « roche cornée, dure, opaque, mate, de couleurs variées, vives, formée d'un mélange de quartz et de silice amorphe soluble, avec un peu d'oxyde de fer, alumine, calcaire »[6]. Pour lui, le terme est synonyme de *jaspilite*, d'un usage courant aux États-Unis.

Ce rapide coup d'œil bibliographique suffit pour mettre en évidence la grande diversité d'opinions exprimées sur la genèse du produit qui se réclamerait d'une origine *sédimentaire*, *métamorphique*, *filonienne* et *chimique*.

Aux yeux de beaucoup d'auteurs anciens, la *lydienne* n'est qu'une variété du jaspe. Dufrénoy la considérait comme un jaspe chargé d'une proportion assez élevée de charbon. C'est également l'avis de Coquand, Cordier, M. Lacroix, etc. On la désigne encore sous les noms de *lydite*, *quartz lydien*, *jaspe noir*, *pierre de touche*.

Le terme *phtanite* a été créé par Haüy pour désigner des roches siliceuses stratifiées, puis détourné de son sens originel et appliqué, comme nous le verrons, à des roches siliceuses d'origine chimique, comparables aux silex.

[1] A. Dufrénoy, *Traité de minéralogie*, t. II, 1845, p. 111.
[2] H. Coquand, *Traité des roches*, 1857, p. 190.
[3] P.-L.-A. Cordier, *op. cit.*, p. 211-212.
[4] A. de Lapparent, *Traité de Géologie*, 5e éd., 1906, p. 686.
[5] A. Lacroix, *op. cit.*, t. III, 1901, p. 153.
[6] F. Lœwinson-Lessing, *VIIIe Congr. géol. int. 1900*, C. R., 1901, p. 1140.

Dès longtemps, on a confondu les phtanites d'Haüy avec les lydiennes et les jaspes, en spécifiant d'ailleurs que les trois termes sont synonymes.

Quant au terme *chert*, c'est par abus de langage qu'il est employé en Amérique et en Angleterre pour désigner des roches à Radiolaires dont beaucoup revêtent les caractères physiques des jaspes typiques. On verra plus loin par l'étude des cherts proprement dits qu'ils sont foncièrement distincts des jaspes à Radiolaires.

A bien considérer la précédente terminologie, il est certain qu'elle prête à confusion. Le jaspe, pas plus que sa variété phtanite, n'évoque une image précise dans l'esprit. Cet état de choses tient avant tout à ce que les roches qui leur correspondent ont été envisagées au seul point de vue minéralogique. Aucune définition ou description n'accorde la moindre place aux débris organiques, bien que les organismes qui les caractérisent soient générateurs de silice, et que la majorité des jaspes ainsi que la totalité des lydiennes et phtanites d'Haüy en dérivent. La découverte de nombreux Radiolaires dans des jaspes a permis de constituer un groupe de *radiolarites* (G. Steinmann), faisant pendant aux *diatomites* et *spongolithes*. Par malheur, l'emploi du nouveau vocable ne saurait être généralisé, pour l'étendre à tous les jaspes, lydiennes et phtanites. Il y a, en effet, d'anciens dépôts issus de Radiolaires dont toutes, ou presque toutes, les coquilles ont disparu et qui ne sont plus des radiolarites proprement dites. La difficulté pourrait être tournée, si l'ensemble de ces roches répondait à une entité pétrographique et minéralogique, reconnaissable, dans tous les cas, à défaut de Radiolaires. Il n'en est rien, car on connaît des radiolarites qui, tout en conservant leurs Radiolaires, ont été entièrement calcifiées. De telles roches cessent d'appartenir au groupe qui fait l'objet de la présente étude, par la raison qu'elles ne sont plus siliceuses. Au point de vue pétrographique, le terme radiolarite doit être rejeté comme ne préjugeant pas toujours de la composition minéralogique des dépôts. C'est pourquoi il ne figure pas en tête de notre description en tant que synonyme de « Vase à Radiolaires des mers anciennes ».

Dans ces conditions, je crois utile de passer en revue plusieurs jaspes et lydiennes réalisant le type de radiolarite siliceuse, puis quelques « cherts » à Radiolaires, et, enfin un ensemble de roches, généralement connues sous le nom de phtanites, qui paraissent procéder d'anciennes vases à Radiolaires, transformées au point que les structures organisées ont été effacées dans la grande majorité des échantillons.

En tenant compte des affinités pétrographiques de ces diverses roches on peut les grouper en deux grandes catégories : A. les jaspes à Radiolaires, comprenant les jaspes proprement dits, les lydiennes et certains « cherts »; B. les phtanites d'Haüy.

A. JASPES[1] À RADIOLAIRES.

[RADIOLARITES (*PARS*).]

a. JASPES PROPREMENT DITS.

(Pl. XVIII, fig. 67-69 et Pl. XIX, fig. 70 et 73.)

Les jaspes ont été fort bien caractérisés dans leurs traits essentiels par les anciens auteurs. Ce sont des roches à cassure large, quelquefois conchoïdale, dépourvues de grain tant elles sont fines, d'aspect terne, et douées d'une grande opacité. Par exception, elles présentent un certain grain qui rend la cassure un peu irrégulière, ou un aspect quelque peu gras qui les apparente aux pechsteins à l'œil nu. Leur couleur est uniforme ou non. De toutes façons, les teintes les plus répandues sont le rouge brun, le rouge brique, le brun, le jaune, le vert, le violet, le bleu de lavande, etc. Dans le cas où plusieurs couleurs sont associées, les jaspes deviennent rubanés, zonaires ou panachés. A ces manières d'être s'ajoute le jaspe bréchoïde ou pseudo-bréchoïde. Les différences observées sont assez grandes pour que Coquand ait pu distinguer des jaspes communs, des jaspes schisteux, des jaspes quartzifères, des jaspes argileux et des jaspes bréchiformes[2].

Ce sont, en général, des dépôts stratifiés en couches minces de grande étendue, et, au dire de Cordier, parfois en « lits de rognons ».

La dispersion dans le temps des jaspes à Radiolaires, conservés comme tels, est très vaste. Connus dès la base de l'Ordovicien (Arenig), ils présentent de beaucoup leur maximum de développement au Jurassique et continuent à se développer au Tertiaire.

De tout temps, peut-on dire, les jaspes ont été très recherchés pour la

[1] *ἰασπις*, jaspe.

[2] H. COQUAND, *op. cit.*, p. 385 et 386.

décoration, la bijouterie, la mosaïque, etc. Ils fournissent, notamment, de belles variétés, connues sous les noms de *jaspe sanguin, jaspe fleuri,* etc.

Dans l'exposé de mes conclusions, je m'appuierai sur l'analyse micrographique d'un grand nombre de spécimens afin de dégager les caractères essentiels du groupe sans courir le risque d'une généralisation hâtive [1].

L'uniformité de caractères de ces jaspes est telle qu'il est superflu de multiplier les exemples d'analyse. Aussi me bornerai-je à décrire un jaspe typique de Toscane en me proposant d'exposer ensuite les caractères généraux de la totalité des échantillons examinés.

Il existe en Toscane et en Ligurie d'importants gisements de jaspes [2] autrefois attribués au Nummulitique. Ces jaspes font partie d'un complexe formé de macignos et d'une masse très épaisse d'argiles écailleuses avec bancs de calcaires compacts, de radiolarites et d'intercalations de roches vertes ophiolitiques. D'après Steinmann, cet ensemble, poussé par-dessus les terrains secondaires des Dinarides et leur couverture nummulitique, serait de même âge que les schistes lustrés du Piémont, c'est-à-dire en grande partie liasique [3].

Ces jaspes, de teinte ordinairement rouge, sont stratifiés en lits très minces, séparés par un peu de matière argileuse et tranchés par de nombreuses veinules de quartz. Leur épaisseur peut atteindre plusieurs centaines de mètres. Des calcaires siliceux et des dépôts de manganèse y sont inclus. A ces jaspes se trouvent intimement associés des serpentines, gabbros, diabases, variolites, etc., c'est-à-dire tout un cortège de roches éruptives qu'on a l'habitude de désigner sous le nom de *roches vertes*. Sans être le moins du monde la règle, une pareille association s'observe fréquemment dans d'autres gisements de jaspes à Radiolaires.

On sait depuis Pantanelli [4] que les jaspes de Toscane renferment une riche

[1] Les échantillons étudiés sont originaires de France (Alpes), d'Écosse, de Suisse (Préalpes romandes et vaudoises, Tessin, Grisons), d'Italie (Toscane, Ligurie, Sicile, île d'Elbe, Sardaigne), de l'île de Crète, de Sibérie, des États-Unis et de Bornéo. J'en dois une bonne partie à MM. Termier, Lugeon, Collet, Lemoine, Jodot, etc., ainsi qu'aux Services géologiques d'Italie et d'Écosse, que je ne saurais trop remercier.

[2] Ces jaspes ont fourni d'admirables matériaux pour la décoration de la chapelle des Médicis à Florence.

[3] E. Haug, *Traité de Géologie*, 1908-1911, p. 1484.

[4] Dante Pantanelli, I Diaspri della Toscana e i loro fossili (*Real. Acad. dei Lincei*, ser. 3, vol. VII, 1883, p. 13-34, pl. 1).

faune de Radiolaires. En fait, tous les échantillons que j'ai pu me procurer en sont pétris (Pl. XVIII, fig. 67).

L'un des plus typiques montre une foule d'individus qui, en lumière blanche, se détachent en grand nombre, sous la forme de noyaux incolores, tandis qu'entre les nicols croisés, beaucoup ressortent comme des nids de calcédonite. Partout on observe, confusément associés, des coquilles entières (*a* et *b*) et une grande abondance de débris engendrant parfois un véritable feutrage d'appendices. Aussi la roche se décompose-t-elle nettement en deux parties : les organismes entiers et une sorte de gangue assimilable aux « fine-washings » des vases à Radiolaires actuelles (*c*).

En général, les Radiolaires sont calcédonieux, remplissage compris. Ceux qui échappent à la règle ont leur cavité occupée par la matière ferrugineuse du ciment ou par un mélange de cette matière et de calcédonite. Le dessin d'ensemble des coquilles est admirablement souligné par la gangue ferrugineuse, et il en est de même pour les détails du réseau dont les mailles sont oblitérées par le ciment. La calcédonite revêt différentes manières d'être : 1° Elle est concentrée en nombreux petits éléments, groupés au hasard, le tout ayant l'aspect d'un agrégat. 2° Elle est cristallisée plus ou moins largement, une partie des fibres étant ordonnées en éventail dont le centre est situé n'importe où. 3° Enfin, la totalité de la calcédonite d'une même section se résout en un seul sphérolithe.

Toutes les préparations réunissent une très grande variété de formes, comprenant de nombreux *Discoïdea* du groupe des *Rhopalostrum*, avec ou sans épines, une forte proportion de *Cyrtoïdea* et de *Spumellaria* très prépondérants[1]. Beaucoup d'individus, se rapportant aux *Sphaeroïdea*, se signalent par un test très épais et l'absence d'appendices. Il en est, et de nombreux, dont les pores, très petits, ont un diamètre inférieur à l'épaisseur du test séparant deux pores voisins. Ce sont des formes particulièrement trapues qu'on peut rapporter à des Radiolaires de fond. D'autres types, caractérisés par des réseaux à grandes mailles, à test très mince, et pourvus de longues épines délicates, c'est-à-dire par un facies tout différent, représentent, au contraire, des formes pélagiques. Bref, la faune comporte une association de Radiolaires pélagiques et de Radiolaires benthiques, les uns et les autres d'une grande fréquence.

[1] Les formes décrites par D. Pantanelli se répartissent en *Spumellaria* (14 genres) et *Nassellaria* (16 genres).

On constate dans toutes les préparations, et sans exception à la règle, l'absence de Foraminifères, de spicules d'Éponges et de matériaux d'origine clastique.

Abstraction faite des menus fragments de Radiolaires, que l'on sait très répandus, la gangue se résout en un fond incolore ou grisâtre, piqueté d'une infinité de petits points ferrugineux qui par leur réunion déterminent, et la coloration de la roche et sa grande opacité. Ce fond, qui a fixé de l'oxyde de fer (*c*), à la façon de maints ciments argileux de nos minerais de fer oolithique mésozoïques, n'est jamais visible à lui seul que sur des espaces extrêmement limités, de sorte que l'analyse en est très difficile. Dans l'espèce, il me paraît qu'il est siliceux et cristallisé, partout où les points ferrugineux s'écartent suffisamment pour en juger. Là, où l'élément ferrugineux ne laisse rien voir de la trame, aucun diagnostic n'est possible. C'est vraisemblablement en ces petites plages, très ferrugineuses d'apparence, que se cache la matière argileuse, dont l'existence est révélée par l'analyse chimique. Dans l'espèce, toute tentative de détermination par le microscope resterait vaine.

Pour donner une idée plus complète du dépôt, il faut encore noter que les Radiolaires et leurs débris ne manifestent pas la moindre tendance au classement par catégories de dimensions différentes. A la vérité, l'impression qu'il laisse est celle d'un sédiment accumulé sous l'influence de la pesanteur dans une eau très calme et profonde.

En somme, les jaspes en question correspondent à d'anciennes vases à Radiolaires d'une pureté sans égale dans la série actuelle, caractérisées par une faune exclusivement composée de Radiolaires et par l'absence absolue de minéraux clastiques.

Données générales sur les jaspes à Radiolaires.

Il n'est pas exagéré de dire que les jaspes à Radiolaires passés en revue sont bâtis sur le modèle des vases à Radiolaires actuelles, sauf à noter que les dépôts meubles et fins dont ils procèdent ont subi une transformation profonde qui en a fait des roches à la fois très cohérentes et dures. Tous comportent deux catégories d'éléments bien distinctes : d'une part, les Radiolaires, et d'autre part, une matière qui les cimente, représentant les « fine-washings » des vases actuelles.

Radiolaires. — Les coquilles de Radiolaires abondent. Elles occupent généralement plus de la moitié et même des deux tiers de la surface totale des sections, non compris les menus débris qu'il est logique d'incorporer à la gangue. Autrement dit, les jaspes sont en moyenne plus riches en Radiolaires que les vases actuelles qui leur correspondent. Il ne saurait être question d'envisager ici les Radiolaires au point de vue paléontologique. Seuls leurs caractères minéralogiques vont retenir notre attention, tout en nous réservant d'analyser plus loin les variations de la coquille en fonction des conditions de milieu.

La fossilisation des Radiolaires des jaspes donne lieu à de nombreuses manières d'être qui mettent en cause à la fois le mode de conservation du test et son remplissage.

1. Il est exceptionnel que les Radiolaires gardent leur composition première. Le cas est réalisé par des coquilles en opale remplies de calcédonite.

2. Dans la majorité des types analysés, la coquille est transformée en calcédonite sans garder son individualité, la silice qui remplace le test ne se différenciant en rien de celle de l'intérieur. La coquille conservée de la sorte emprisonne de la calcédonite seule, beaucoup moins souvent un mélange de calcédonite et d'oxyde de fer, et rarement de la calcite associée ou non à de la calcédonite, ou encore de l'oxyde de fer seul. Dans une foule de cas, le produit qui oblitère les cavités n'est autre que le ciment lui-même.

Une variante associe la quartzine à la calcédonite, comme c'est le cas pour une radiolarite de l'île de Crète.

3. Des Radiolaires en totalité quartzeux correspondent à de petits nids de quartzite (Ex. : radiolarites du Gondran [Pl. XVIII, fig. 68]). Un échantillon de l'île de Crète renferme de curieux individus se résolvant en un noyau de quartz globuleux d'une seule orientation optique.

4. On connaît des exemples de calcification complète ne laissant apparaître que le dessin général et les appendices (Ile de Crète).

5. Une radiolarite des Préalpes médianes renferme des Radiolaires calcifiés et des Radiolaires calcédonieux. Les premiers montrent une épaisse couronne de calcite développée à l'intérieur en contact avec le test même. Or,

cette même couronne se retrouve différenciée dans les individus silicifiés, preuve que les formes calcédonieuses ont été calcifiées préalablement. Ces Radiolaires ont subi une évolution minéralogique comparable à certaine gaize à *Cardioceras Mariae* de l'Ardenne qui, de calcarifère qu'elle était à l'origine, est devenue siliceuse, pour se convertir finalement en calcaire cristallin[1].

6. Dans une radiolarite de Bornéo, caractérisée par des formes de taille exiguë, on assiste à la substitution de l'oxyde de fer à l'opale du test, l'intérieur des coquilles étant envahi par de la calcédonite.

En somme, les Radiolaires des jaspes sont fossilisés dans des conditions fort défectueuses, et n'était l'intervention du ciment coloré, remplissant les pores et soulignant les appendices, que seule la morphologie en pourrait être étudiée. Cela est tellement vrai que la presque totalité des *Sphaeroïdea* observés nous paraissent réduits à une coquille simple, en raison de la destruction des enveloppes treillissées intérieures.

Gangue. — Je réserve le nom de gangue à l'ensemble des matériaux représentant les parties fines des vases à Radiolaires. D'une manière générale, elle se décompose en débris de Radiolaires, tels que portions de réseau, épines, piquants brisés, et une matière fondamentale reliant le tout.

Beaucoup des éléments empruntés aux Radiolaires accusent un commencement de corrosion. Leur degré de fréquence paraît fonction de la nature de la faune (pélagique ou benthique), et il est évident qu'il dépend dans une large mesure de l'état cristallin de la silice.

Quant à la trame qui sert de fond, elle se résout dans les jaspes typiques en une association de calcédonite, de matière argileuse et d'oxyde de fer. Sa caractéristique est d'être cryptocristalline à un degré extrême. Faire le départ au microscope de ce qui revient à la silice et à la matière argileuse est chose toujours impossible.

La première de ces substances paraît se rapporter tout entière à de la calcédonite, car jamais on n'observe la moindre différenciation morphologique ou le moindre reflet faisant pressentir l'existence de l'opale. Dans les variétés

[1] L. Cayeux, Contribution, etc., p. 25.

teintées par le fer oxydé qui sont la généralité, il semble exister un lien des plus étroits entre l'argile et l'oxyde de fer. Aux points où celui-ci est très peu développé on distingue une substance grisâtre, d'un relief légèrement supérieur à celui de la calcédonite, servant en quelque sorte d'armature au fer oxydé. Tantôt, elle donne l'impression qu'elle est cristalline, en totalité; tantôt, elle laisse supposer qu'elle est en partie isotrope, mais on n'a pour ainsi dire jamais de certitude à cet égard, la matière colorante, l'exiguïté des éléments et les phénomènes de compensation qui sont la conséquence de leur superposition faisant obstacle à l'analyse complète du milieu. Dans une radiolarite de Bornéo, pauvre en pigment ferrugineux, on discerne davantage les parties de nature argileuse, et, là, il semble bien que le fond ne soit pas entièrement cristallisé. De façon générale, les particules présumées argileuses sont du même ordre de grandeur que les éléments de calcédonite, et, par surcroît, les unes et les autres polarisent dans des tons ardoisés foncés, comme si la matière était une. Que dans ces conditions, on doive renoncer à établir un diagnostic différentiel rigoureux, il n'y a pas lieu de s'en étonner.

Il est de règle que l'oxyde de fer (hématite rouge ou brune) se résolve en très fines ponctuations, isolées, juxtaposées, ou fondues les unes dans les autres, de manière à créer des taches, des amas, des plages opaques d'aspect homogène. Dans tous les cas, cet oxyde ne constitue pas un ciment à lui seul. Quel que soit son degré de fréquence, il joue le rôle d'un pigment plus ou moins concentré incorporé à l'argile de la gangue. Par son aspect non moins que par sa constitution, la trame des jaspes appelle une comparaison avec le ciment de beaucoup de minerais de fer oolithique secondaires dont la matière colorante, réalisant le même facies, est également fixée sur un substratum argileux.

Les seuls matériaux étrangers à signaler sont, par exception, de petits éléments de calcite témoins, très rongés et, de loin en loin, une minuscule paillette de phyllite.

A côté du type normal, qui est le précédent, il y a le jaspe aberrant, caractérisé par un ciment essentiellement calcaire dont le gisement de Monte Catini m'a fourni un très beau représentant. Une mention doit être réservée également à d'autres jaspes exceptionnels, dans lesquels la matière du ciment est concentrée en traînées d'où les Radiolaires sont exclus. Tout se passe

comme si pendant un certain temps le fond n'avait reçu que des parties fines.

Particularités minéralogiques, paléontologiques et pétrographiques. — 1. Au point de vue de la composition minéralogique, un fait d'importance est commun à tous les échantillons étudiés, je veux parler de l'absence absolue du quartz clastique et de tout autre minéral jouant le même rôle. A en juger par les nombreux travaux consacrés aux anciennes vases à Radiolaires, cette absence du quartz détritique est un fait très général qui ne souffre que de très rares exceptions[1]. Il est d'ailleurs évident que sa présence en particules de 1/10 de millimètre et moins, susceptibles de flotter indéfiniment dans une eau très faiblement agitée, ne pourrait modifier en rien les conclusions formulées plus loin.

2. L'absence d'organismes, autres que les Radiolaires, est encore un trait fondamental à signaler. Celle des spicules d'Éponges est particulièrement frappante en ce qu'elle est absolue dans la totalité des jaspes analysés, mais j'ajoute qu'elle cesse de l'être, à très peu de chose près, d'ailleurs, si l'on fait état de tout ce que l'on sait présentement sur l'ensemble des jaspes à Radiolaires. Comme pour le quartz, je note que l'intervention très exceptionnelle de quelques spicules ne peut entraîner aucune modification dans les enseignements à dégager de l'étude des jaspes.

3. Au point de vue pétrographique, on retiendra que certains échantillons sont entrecoupés de filonnets et de veinules de quartz, combinés en réseau lâche ou dense. En particulier, un jaspe des Grisons, dépendant des nappes austro-alpines, a subi un laminage intense, caractérisé par d'innombrables feuillets et par un réseau de veinules de quartz. Dans tous les cas, la recristallisation de la silice, sous des influences dynamiques, élimine complètement le pigment ferrugineux. Quelques échantillons de Toscane témoignent également d'un écrasement très prononcé, entraînant la formation, non seulement de filonnets, mais de véritables amas de quartz secondaire.

[1] On connaît des dépôts à Radiolaires, très riches en quartz, qu'il est impossible de faire entrer en ligne de compte ici, par la raison qu'ils n'appartiennent nullement au groupe des jaspes et formations similaires.

Composition chimique. — Deux jaspes typiques, l'un de Monte Catini en Toscane (I) et l'autre de Bornéo (II), présentent les compositions suivantes :

	I		II	
SiO^2 (totale)	88.20		94.90	
SiO^2 (soluble)		0.75		0.40
Al^2O^3	4.44		2.31	
Fe^2O^3	3.91		1.19	
CaO	0.30		0.30	
MgO	1.25		0.30	
Na^2O	0.60		0.50	
TiO^2	0.20		0.10	
P^2O^5	traces.		traces.	
CO^2	"		"	
H^2O	1.25		1.35	
Totaux	100.15		100.95	

Ces analyses trahissent une composition non moins simple que la composition minéralogique et organique du dépôt. Du point de vue chimique, les jaspes sont des roches essentiellement siliceuses, chargées de matière argileuse et d'oxyde de fer, et non des argiles durcies par une forte imprégnation de silice.

Conclusions. — Des différents groupes étudiés jusqu'à présent, celui des jaspes est, de toute évidence, le mieux défini et le plus homogène. Ces roches présentent en commun un certain nombre de caractères positifs et négatifs qui leur assurent un air de famille remarquablement accentué. Qu'il s'agisse des minéraux, des organismes et du ciment, c'est, peut-on dire, toujours la même chose. Les jaspes réalisent en même temps un type à part, du fait que la contribution organique est réduite aux seuls Radiolaires. Jamais les spongolithes et les diatomites n'accusent une semblable uniformité.

Rien n'est plus simple que d'expliquer les caractères physiques des jaspes, à la lumière des précédentes données. Leur cassure, éminemment fine, tient à la constitution de la gangue, aux petites dimensions des organismes ainsi qu'à

l'absence des minéraux clastiques. Quant à leur grande opacité, elle est due à l'existence de la trame argileuse et de son pigment ferrugineux. Non moins que la matière argileuse, l'oxyde de fer date de l'origine même du dépôt, où il joue exactement le même rôle que dans les vases à Radiolaires actuelles.

Modifications subies par les vases à Radiolaires anciennes après leur dépôt. — Les vases à Radiolaires qui ont engendré les jaspes ont subi, postérieurement à leur dépôt, un certain nombre de transformations qui se ramènent à deux principales : la première, très générale, est une silicification, et la seconde, une calcification.

Presque tous les jaspes ont bénéficié d'un enrichissement en silice très marqué se traduisant par l'accumulation de cette substance à l'intérieur d'une foule de Radiolaires et, croyons-nous, par la silicification d'éléments calcaires primitivement incorporés à la gangue. Trop peu de jaspes renferment des vestiges calcaires discernables, pour affirmer en toute certitude que la gangue était toujours plus ou moins calcaire. Ce n'est pour moi qu'une présomption tirée de la constitution de la vase à Radiolaires d'aujourd'hui, de l'existence de quelques jaspes à gangue calcaire et de la difficulté d'expliquer le développement de la silice dans le ciment autrement que par un phénomène de substitution.

A eux seuls, les Radiolaires à remplissage siliceux représentent une masse considérable de silice mise en mouvement. Lorsqu'il s'agit de roches à spicules d'Éponges, enrichies en silice, on voit dans les Spongiaires eux-mêmes la source de la silice qui s'y trouve concentrée en dehors des spicules, et la présence de vides primitivement occupés par des spicules apporte un précieux témoignage en faveur de l'explication. Dans le cas de jaspes pétris de Radiolaires, je n'ai jamais pu observer de semblables vides attestant que des coquilles de Radiolaires ont été dissoutes *in situ*.

A défaut de vides créés par la dissolution de coquilles, il existe des Radiolaires calcifiés et même des jaspes calcifiés qui plaident dans le même sens. Des jaspes de l'île de Crète renferment uniquement des Radiolaires dont le test et le remplissage sont calcaires, chaque coquille représentant un noyau de calcite d'une seule orientation optique. Des échantillons de même provenance montrent de petites plages entièrement calcaires et très légèrement cristallisées dont les organismes et le ciment sont fondus en un même amas

de calcite, le dessin général des Radiolaires et de leurs appendices gardant toute sa netteté. Dans une radiolarite de Castello San Pietro, au Sud du lac de Lugano, on peut observer quelques coquilles calcifiées au milieu d'une foule d'autres restées siliceuses. Un curieux échantillon, recueilli dans un éboulis de grès à *Orbitolites*, à Nairvaux (Canton de Vaux, Suisse), montre de longues traînées de calcite emprisonnant de nombreux Radiolaires invariablement calcifiés, le tout d'une seule orientation optique au sein d'une radiolarite à gangue calcédonieuse. Enfin, un jaspe de Monte Catini est presque tout entier calcaire. Ses nombreux Radiolaires sont calcifiés et la grande majorité sont remplis de calcite, les exceptions faisant une place à de la calcédonite. Toute la gangue est formée de calcaire pigmenté d'oxyde de fer. Bref, il est démontré, d'une façon générale, qu'il y a, dans les jaspes, des Radiolaires calcifiés, comme il existe des spicules de Spongiaires calcifiés dans les gaizes, etc.

Faut-il voir dans la silicification des jaspes et la calcification des Radiolaires deux phénomènes qui se compensent et les deux masses de silice mises en cause sont-elles équivalentes? Il est impossible de s'en assurer. Toujours est-il que la silicification des vases à Radiolaires anciennes, loin d'être foncièrement différente de la silicification des roches à spicules d'Éponges, met également en cause une silice d'origine organique fournie par le dépôt lui-même. Les données manquent malheureusement pour traiter ce sujet avec toutes les nuances que comportent les roches à spicules d'Éponges, et cela faute d'une étude systématique des jaspes en place et d'un prélèvement d'échantillons en série.

Reste la question de l'époque à laquelle remonte le déplacement de la silice. De nos jours, si un pareil phénomène se produit, ce n'est pas sur le fond même de la mer, car les nombreux Radiolaires dragués sont vides ou remplis de matière organique. J'incline à croire, sans pouvoir le démontrer, qu'il suit de près la chute des matériaux sur le fond. Seule l'analyse des différents modes de remplissage des coquilles de Radiolaires peut fournir actuellement les éléments d'une présomption à cet égard.

Déformation des Radiolaires par dynamométamorphisme (Pl. XVIII, fig. 68 et 69, et Pl. XIX, fig. 70). — *Cas des radiolarites amygdalaires du M^t Genèvre.* — Parmi les échantillons de radiolarites de la région du M^t Genèvre (Gondran et Le Chenaillet), que je dois à l'obligeance de

M. Termier [1] et de M. Jodot, les uns réalisent le type de radiolarites pétries de Radiolaires très reconnaissables quoique un peu déformés; d'autres rentrent dans le même groupe avec cette différence que tous les individus sont mal conservés et plus ou moins étirés, et qu'un petit nombre ont gardé une microstructure de Radiolaire, laissant d'ailleurs beaucoup à désirer; enfin, il en est qui affectent au microscope le facies de roches amygdalaires, sans le moindre vestige de structure caractéristique des Radiolaires. Tous s'écartent suffisamment du type jaspe pour être méconnaissables à l'œil nu, en ce que leur structure est plus ou moins feuilletée. Entre les premiers et les derniers, les intermédiaires ne manquent pas, et l'on peut affirmer que les quartzites amygdalaires sont d'anciennes radiolarites, profondément transformées par métamorphisme mécanique.

En multipliant beaucoup les sections, j'ai trouvé un échantillon du M[t] Genèvre (Le Chenaillet), à facies de jaspe rouge grenu et un peu feuilleté, riche en Radiolaires au point que les coquilles se touchent le plus souvent. Les sections observées sont en totalité elliptiques, avec leur plus grand axe invariablement parallèle à la stratification. Sans exception, les Radiolaires en question se résolvent en nids de quartzite microgrenu et coloré, plongés dans une gangue brun rougeâtre, essentiellement formée de sesquioxyde de fer, qui en fait ressortir le dessin général ainsi que les appendices, épines et piquants (fig. 68 et 69, *a*). Lorsque les coquilles sont rencontrées tangentiellement par les coupes, elles montrent les pores parfaitement conservés grâce à l'oxyde de fer qui les remplit (fig. 69, *b*). Quelques individus étaient pourvus de très longues épines qu'on peut retrouver intactes. La compression a pu convertir de nombreux Radiolaires sphériques en formes ellipsoïdales; aussi est-il de toute impossibilité de déterminer les principaux groupes représentés. En l'état de la fossilisation, on ne peut dire si les coquilles étaient simples ou composées. Mais il y a tout lieu de croire qu'elles appartenaient en très grande majorité, sinon en totalité, aux *Spumellaria* (*Sphaerellaria*) et non aux *Nassellaria*. Malgré la réserve qu'impose l'état de conservation des organismes, il est permis de conclure à l'existence de nombreux types pélagiques. C'est ce que nous enseignent des formes à grandes mailles et à test mince ainsi que des individus ornés d'épines longues et délicates.

[1] P. Termier et W. Kilian, Sur la signification tectonique des lambeaux de micaschistes de roches cristallines diverses et de roches vertes, qui affleurent çà et là, près de Briançon, au sein ou à la surface des terrains à facies briançonnais (*C. R. Ac. Sc.*, t. 171, 1920, p. 766-772).

L'absence de minéraux clastiques et d'organismes autres que les Radiolaires est une règle absolue.

La gangue, formée d'oxyde de fer dominant et de granules de quartz, est reléguée au second plan (fig. 68 et 69, *c*).

De la calcite, en particules exiguës, parfois fréquentes sur l'emplacement des Radiolaires, fait supposer que le dépôt était tant soit peu calcaire, à l'exemple des vases à Radiolaires d'aujourd'hui.

L'oxyde de fer vient-il à diminuer de fréquence, la conservation des Radiolaires est beaucoup plus défectueuse, et il arrive que, dans les gangues éminemment quartzeuses, le diagnostic ne soit possible que pour un très petit nombre d'unités. On assiste, de la sorte, à l'effacement graduel des structures organisées et de la forme première des Radiolaires dont l'individualité est de plus en plus incertaine.

En même temps, ou non, l'étirement et l'aplatissement des coquilles s'accentuent (fig. 70) et il arrive un moment où les Radiolaires sont convertis en amandes, longues et minces, effilées ou non aux extrémités (fig. 70, *a*, *b* et *c*). C'est ainsi que l'on passe d'une radiolarite typique à des sortes de quartzites feuilletés, à microstructure amygdalaire, qui ne trahissent en rien leur origine première organique. Cette métamorphose intéresse au plus haut degré divers phtanites précambriens, à structure également amygdalaire, et complètement azoïques dans leur état de conservation actuel.

b. Lydiennes.

(Pl. XIX, fig. 71 et 72.)

Le terme lydienne, créé par d'Aubuisson pour une roche, d'abord connue en Lydie, a été appliqué à des dépôts assimilés aux jaspes, longtemps avant que leur constitution ne fût soupçonnée. Cordier faisait de la lydienne une « Roche compacte et opaque, *composée* d'une pâte très fine de Térénite (schiste argileux) endurcie par une surabondance de matière siliceuse ». « Tout en ayant une dureté plus grande et une pâte plus fine que la Térénite, ajoutait l'auteur, elle est beaucoup moins dure que le Phtanite (fausse pierre de touche à base quartzeuse), et se distingue, en outre, par sa fusibilité, de cette dernière roche, avec laquelle on la confond fréquemment [1]. » C'est cette moindre

[1] P.-L.-A. Cordier, *op. cit.*, p. 281.

dureté qui en fait une excellente pierre de touche pour essayer les matières d'or et d'argent.

Différents auteurs ont vu dans la lydienne une variété de jaspe caractérisée par une teinte noire (p. 316). Pour Cordier, les lydiennes pouvaient être grisâtres, verdâtres, jaune verdâtre, rouges et, le plus souvent, noires.

En France, le nom de lydiennes sert à désigner un très petit nombre de formations, dont les plus connues sont les lydiennes de la base du Carbonifère de la Montagne Noire et des Pyrénées.

Lydiennes de l'Hérault (Pl. XIX, fig. 71). — D'après J. Bergeron[1], il existe à la base du Dinantien de la Montagne Noire une alternance de calcaires et de lydiennes. Susceptibles de mesurer une dizaine de mètres, au total, ces lydiennes constituent des bancs lenticulaires de couleur noire, à cassure brillante et irrégulière. Les bancs calcaires ont même allure et le tout est subordonné à des schistes. A mesure que l'on s'élève dans la série, les lydiennes jouent un rôle moins important, mais la silice reste un élément essentiel, sous la forme de vrais nodules à structure zonée, comparables jusqu'à un certain point aux silex de la craie. Aux lydiennes font suite des schistes, et à une certaine hauteur au-dessus de la série siliceuse, que l'auteur ne précise pas, se rencontrent des bancs de grès et de conglomérats dont les éléments se résolvent en cailloux roulés de quartz blanc et de lydienne.

Des nodules de phosphate de chaux subordonnés à la formation sont parfois revêtus d'une enveloppe de lydienne dont la genèse ne peut être que postérieure à celle des rognons.

On sait, depuis les recherches de Rüst[2], que les lydiennes et phosphorites de Cabrières renferment une faune de Radiolaires très riche en individus, de conservation généralement défectueuse, dont 27 espèces ont été figurées. Toutes appartiennent aux *Spumellaria*.

Des échantillons originaires de Cabrières et de Caunes (Hérault) sont formés par une roche franchement noire, d'aspect plutôt mat, à cassure fine,

[1] J. Bergeron, Note sur la base du Carbonifère dans la Montagne Noire (*B. S. G. Fr.*, 3e S., t. XXVII, 1899, p. 36-43).

[2] J. Rüst, Beiträge zur Kenntniss der fossilen Radiolarien aus Gesteinen der Trias und der palaeozoischen Schichten (*Paleontographica*, Bd. XXXVIII, 1892, p. 107-192, pl. VI-XXX).

dépourvue de grain, et d'une opacité complète sur les bords. L'analyse d'une lydienne de Cannes a fourni les chiffres suivants :

SiO^2 (totale)	92.35	
SiO^2 (soluble)		0.60
Al^2O^3	3.35	
Fe^2O^3	1.35	
CaO	0.60	
MgO	"	
Na^2O	0.40	
TiO^2	0.20	
P^2O^5	"	
CO^2	"	
H^2O	2.25	
TOTAL	100.50	

La presque totalité de l'alumine est à rapporter à l'argile.

Au microscope, l'attention est immédiatement sollicitée par une foule de Radiolaires occupant à eux seuls plus de la moitié des coupes, et parfois nombreux au point de se toucher. Tous sont calcédonieux, test compris, et convertis en amas siliceux (*a*) dont le dessin d'ensemble reproduit fidèlement celui des organismes. Il arrive que, entre les nicols croisés, la calcédonite soit cristallisée en petites fibres fixées dans l'épaisseur de l'ancienne coquille, de manière à la différencier, auquel cas l'intérieur est occupé par de la calcédonite en longues fibres qui s'arrêtent à la couronne finement cristallisée. On peut alors constater que beaucoup de Radiolaires étaient pourvus d'un squelette très robuste. La structure réticulée n'est visible qu'aux rares points où la matière du ciment la fait ressortir en pénétrant dans les mailles.

Un coup d'œil d'ensemble accuse une remarquable uniformité dans les caractères de la faune. Celle-ci ne fournit, en effet, que des sections circulaires très prédominantes, accompagnées de sections elliptiques, à l'exclusion généralement complète de formes à rapporter aux *Nassellaria*. L'ornementation est réduite le plus souvent à de courts piquants, mais il existe toujours une certaine proportion de types pourvus de longues épines. Quelques débris de test et d'épines sont incorporés à la gangue.

Ici, comme dans les jaspes décrits, les spicules d'Éponges ainsi que les organismes à test calcaire font complètement défaut. On en peut dire autant du quartz clastique et des minéraux détritiques, en général.

La gangue des lydiennes de Cabrières (*b*) et Caunes constitue un fond gris sale, gris noirâtre, nuancé de brun, lorsque l'épaisseur des préparations est exagérée, d'où ressortent entre les nicols croisés une foule de points calcédonieux. Elle a pour base une matière argileuse amorphe, distribuée en facules, flocons, taches, amas et traînées, que la lumière réfléchie fait ressortir en noir, par suite de la présence d'une très fine poussière charbonneuse. Des inclusions de pyrite globulaire ou cristalline sont disséminées un peu partout. Les différences, perceptibles d'un échantillon à l'autre, tiennent aux proportions respectives de calcédonite et de matière argileuse étroitement associées. Dans le ciment des lydiennes de Cabrières, on peut observer, en minime quantité, de la calcite en tous petits granules et menus rhomboèdres. Celles de Caunes, dépourvues de cet élément, renferment, par contre, des paillettes de phyllite très exiguës.

En définitive, les caractères distinctifs des lydiennes de l'Hérault comparées aux jaspes sont au nombre de deux : la matière argileuse est amorphe et fortement teintée, au lieu d'être cristalline et faiblement colorée, et la pyrite de fer remplace l'oxyde de fer tout en jouant un moindre rôle. C'est donc par la gangue que les lydiennes dinantiennes de la Montagne Noire se différencient des jaspes typiques.

Lydiennes des Pyrénées (Pl. XIX, fig. 72). — Les lydiennes de la base du Dinantien des Pyrénées ont été mentionnées par différents auteurs, Viguier, Leymerie, de Lacvivier, Roussel, etc., qui sont loin de leur assigner le même âge. Leymerie dit notamment : « le jaspe noir appelé lydienne forme des rubans et de minces couches dans les terrains de transition ». Dans son étude des phosphates noirs des Pyrénées, l'ingénieur Levat [1] a rappelé l'attention sur ces roches et fixé leurs relations avec les rognons phosphatés. A la base même du Dinantien, et reposant sur les griottes dévoniennes, il existe un complexe de phosphates et de lydiennes, suivi dans les Basses-Pyrénées, l'Ariège et l'Aude. « Dans toute la région de l'Ariège, écrit l'auteur, la couche phosphatée est accompagnée d'une façon constante par une roche particulière, en majeure partie formée de quartz compact... de couleur noire, contenant une quantité de nodules, ou plus exactement d'amandes aplaties de phosphate

[1] D. Levat, Mémoire sur les phosphates noirs des Pyrénées (*Ann. Mines*, 9e S., t. XV, 1899, p. 5-100, Pl. I et II).

de chaux, qui tranchent par leur couleur claire sur la teinte noire de la lydite ou phtanite formant la gangue de ces amandes. » Levat dit encore de la lydite qu'elle est un « véritable quartz fumé, mélangé de phosphate de chaux ».

L'examen d'un grand nombre d'échantillons établit clairement que le terme lydite a été appliqué par Levat à des roches quelque peu aberrantes de par leur composition minéralogique. Les seules lydiennes typiques qu'il m'ait été donné d'étudier font partie du toit de la couche de phosphate à la Bastide-de-Sérou (Ariège). Ce sont des roches tabulaires, de couleur noirâtre, à cassure unie, dépourvue de grain et opaque sur les bords. L'analyse complète des échantillons qui vont être décrits a donné les résultats suivants :

SiO^2 (totale)	91.80	
SiO^2 (soluble)		0.70
Al^2O^3	4.30	
Fe^2O^3	0.95	
CaO	0.45	
MgO	0.21	
Na^2O	0.70	
TiO^2	0.30	
P^2O^5	"	
CO^2	"	
H^2O	1.10	
Total	99.81	

On remarquera l'absence totale d'acide phosphorique, alors que des phtanites noirs, que je tiens pour aberrants, analysés par Levat en ont fourni jusqu'à 16 et 17 p. 100. La teneur en alumine est également à noter.

Au microscope, la roche se résout en Radiolaires distribués dans une gangue de grande finesse. Tous les Radiolaires, sans en excepter un seul, sont transformés en noyaux de calcédonite dans lesquels on ne retrouve presque jamais rien du test. Ici comme, dans les lydiennes de l'Hérault, la faune est réduite à des Radiolaires globuleux, à l'exclusion absolue des Spongiaires et autres organismes. Pas un seul élément ne peut être attribué au quartz clastique.

Le fond de la roche est constitué par l'interpénétration de deux trames,

l'une siliceuse et l'autre argileuse. La première, généralement indéchiffrable, tant elle est fine et cryptocristalline, ne laisse identifier qu'un peu de calcédonite. Le reste est formé d'éléments trop exigus pour être déterminés avec certitude, peut-être en association avec un résidu amorphe. A la matière argileuse, je rapporte une substance grise, d'aspect très nuageux. Lorsqu'elle est peu développée, il est impossible d'en fixer les propriétés; concentrée en taches et traînées, elle se comporte comme un milieu isotrope. Par endroits, elle a fixé des matières organiques, probablement charbonneuses, en particules très fines, d'un noir mat en lumière réfléchie. La gangue renferme, en outre, des traces de pyrite, de petits globules et granules irréguliers d'oxyde de fer, ainsi que des rhomboèdres ferrugineux, de nature probablement ankéritique. Enfin, on peut encore observer quelques éléments de calcite rhomboédriques et, surtout, des vides témoins d'une décalcification partielle. Le tout est entrecoupé de filaments et veinules de quartz.

De même que les lydiennes de l'Hérault, celle de la Bastide-de-Sérou est redevable de sa coloration noire caractéristique à l'existence d'un fond de matières argileuses et charbonneuses et aux diverses impuretés ferrugineuses du ciment.

Cette même composition a été observée dans une série d'échantillons de plusieurs provenances et toujours à l'exclusion du phosphate de chaux. L'intervention de celui-ci engendre un type de *lydienne phosphatée* jusqu'ici inconnu. Aux substances réunies dans la gangue d'une lydienne normale s'ajoute du phosphate amorphe imprégnant tout le fond argilo-siliceux, chargé de matière charbonneuse suivant le cas général. Le mode de fossilisation des Radiolaires est resté celui des lydiennes ordinaires de la formation.

Un autre type aberrant est une *lydienne quartzo-charbonneuse*. Dans l'espèce, la silice est convertie en quartz microgrenu et la matière charbonneuse [1], particulièrement abondante, est rassemblée en nids.

Au nombre des roches qui font maintenant partie de l'horizon des lydiennes et phosphates, il faut compter une ancienne vase à Radiolaires, parfaitement caractérisée, transformée en *phosphate charbonneux à Radiolaires*. Telle est la

[1] L'état du carbone dans ces lydiennes reste à définir.

constitution de nodules de phosphate de chaux de la région de Garrapel (Ariège).

Par ce qu'elles ont d'exceptionnel, ces roches s'écartent trop du cadre fixé pour que leur description puisse trouver place ici. Mais rien ne s'oppose à ce que nous retenions, pour les mettre en valeur, deux faits qui ne manquent pas d'intérêt pour notre étude. Quel qu'en soit l'état actuel, ce sont d'anciennes vases à Radiolaires dépourvues de minéraux détritiques et d'organismes autres que les Radiolaires. De plus, dans les types phosphatés très riches en carbone, les Radiolaires sont fossilisés par cette substance (*a*) et d'une conservation exceptionnellement belle. Tous possèdent une coquille d'une extrême délicatesse, caractérisée par des pores relativement très grands, délimités par de simples traits de graphite, et par des appendices remarquablement fins et déliés. Ce sont, s'il en fût jamais, des Radiolaires pélagiques bien définis. Aucune forme abyssale ne s'y rencontre.

Coup d'œil d'ensemble sur les lydiennes. — Constituées comme elles le sont, les lydiennes témoignent d'une parenté des plus étroites avec les jaspes, ainsi que les auteurs du siècle dernier l'avaient admis, sans rien soupçonner, ni de leur origine, ni de leurs caractères micropaléontologiques. Ce sont d'anciennes vases à Radiolaires, en moyenne plus argileuses que les vases génératrices des jaspes typiques, dans lesquelles une matière charbonneuse joue le rôle de pigment, aux lieu et place de l'oxyde de fer des jaspes. De différences essentielles autres que celle-là, il n'y en a pas. D'un côté comme de l'autre, la faune, quoique très riche, est réduite à des Radiolaires, en l'absence de minéraux clastiques.

Peut-être convient-il de faire une certaine réserve pour l'habitat des Radiolaires. C'est chose évidente que ceux des phosphates à Radiolaires fossilisés par une matière charbonneuse sont tous pélagiques. Le mauvais état de conservation des Radiolaires transformés en calcédonite des lydiennes normales et phosphatées laisse très indécise la question du milieu où ils ont vécu. Toutefois, il s'en trouve quelques-uns dont le test est suffisamment intact pour affirmer qu'il était extrêmement épais, particularité qui marche de pair avec l'absence d'appendices robustes et courts. Bref, l'existence de formes pélagiques est hors de doute, et il y a des raisons de croire à l'intervention de types abyssaux. En l'état des connaissances, il est impossible de conclure à

l'existence de faunes mixtes comme dans les jaspes, c'est-à-dire comportant une association de types pélagiques et de formes benthiques.

Toutes les propriétés physiques des lydiennes, couleur, opacité, cassure, odeur argileuse, fusibilité, etc., s'expliquent pour ainsi dire d'elles-mêmes, à la lumière des caractères mis en évidence par le microscope.

Milieu générateur des lydiennes. — L'intérêt des lydiennes phosphatées, et surtout des vases à Radiolaires entièrement converties en phosphate riche en carbone, est à souligner tout particulièrement au point de vue bathymétrique. Nulle part, on ne connaît à présent de phosphate de chaux en voie de formation dans le domaine réservé aux vases à Radiolaires et aux dépôts pélagiques en général. Les gisements de rognons phosphatés signalés par le Challenger relèvent tous des dépôts terrigènes et plus spécialement des sables verts. S'il en est ainsi, un problème capital se pose à nous. Les phosphates dinantiens de la Montagne Noire et des Pyrénées ont-ils pris naissance dans un milieu tout différent du milieu aujourd'hui favorable à la genèse des phosphates de chaux, ou l'hypothèse contraire s'impose-t-elle? Autrement dit, rien n'étant changé pour le phosphate de chaux, la vase à Radiolaires dinantienne se réclame-t-elle de conditions bathymétriques toutes différentes de celles qui sont actuellement requises pour la formation des vases à Radiolaires? Tout bien pesé, des arguments peuvent être invoqués à l'appui de la première alternative, alors qu'il ne s'en trouve pas un seul pour la seconde. Notons d'abord que les lydiennes analysées font suite à des griottes très bien caractérisées comme dépôts de haute mer. Observons ensuite que les phosphates en cause ne renferment pas trace de débris clastiques, preuve qu'ils dérivent d'un milieu foncièrement différent de celui des sables verts, où prennent naissance de nos jours tous les gisements de phosphate de chaux en cours de formation. Il est clair que la première explication est contredite par la constitution des lydiennes et phosphates en question et que, seule, la seconde peut rendre compte des caractères tant négatifs que positifs de ces dépôts.

Conclusion. — Les affinités des lydiennes avec les jaspes à Radiolaires sont telles qu'elles doivent rentrer dans ce groupe au titre de simple variété. Dans le langage courant mieux vaut leur laisser le nom créé par d'Aubuisson, sous réserve de n'appeler lydiennes que les jaspes noirs à Radiolaires.

c. « CHERTS » À RADIOLAIRES.

(Pl. XIX, fig. 73.)

Le terme *chert*, dont on fait aujourd'hui un grand abus, sert à désigner, notamment, des roches à Radiolaires d'âge silurien, dévonien et carbonifère, connues en Écosse, en Angleterre, en Australie et aux États-Unis. Entre les cherts authentiques, que je définirai plus tard, en prenant pour type le chert tel qu'il a été connu à l'origine en Angleterre, et ces roches à Radiolaires, il n'y a pour ainsi dire rien de commun. Un exemple fourni par les « cherts » ordoviciens d'Ecosse va nous montrer qu'ils ont même origine que les jaspes, et qu'il n'y a pas lieu de les en différencier sous un nom qui ne leur convient d'ailleurs pas du tout.

« Cherts » à Radiolaires de l'Ordovicien d'Écosse. — Dès 1890, G. J. Hinde [1] a décrit une faune de Radiolaires observés dans des « cherts » de l'Ordovicien du Sud de l'Ecosse. D'après Peach, ces « cherts », intercalés dans des schistes à Graptolites, constituent un niveau défini de lits et masses noduleuses, dans toute une série de comtés où ils sont étroitement associés à des mudstones, c'est-à-dire à des roches argileuses, fines, dures et non feuilletées.

G. J. Hinde a décrit ces « cherts » comme des roches très dures et compactes, teintées en rouge et vert. Leurs caractères physiques évoquent suffisamment l'idée de jaspe pour qu'il parle de *jaspery chert* dans sa description.

Mon dessein n'est pas d'entreprendre l'analyse de toutes les modalités de ces roches, mais simplement de faire ressortir la parenté du groupe avec les jaspes typiques. Pour cela, j'analyserai très brièvement quelques-uns des échantillons qui m'ont été offerts par G. J. Hinde et par le Service géologique d'Ecosse. Leurs caractères lithologiques sont à peu de chose près ceux des jaspes. En particulier, certaines variétés de couleur brun rouge n'en pourraient être distinguées. Il en existe de noirâtres, de gris brunâtre, etc. Ce sont toutes des roches à cassure fine dépourvue de grain et beaucoup moins large que celle des jaspes. Des échantillons se font remarquer par des cassures à

[1] G. J. Hinde, Notes on Radiolaria from the Lower Palaeozoic Rocks (*Ann. and Mag. of Nat. Hist.*, 1890, p. 40-59, Pl. II-III).

facettes nombreuses, orientées en tous sens, dont il faut chercher l'explication dans une infinité de petites dislocations.

Un échantillon de Broughton (Peebleshire), coloré en brun rouge, montre au microscope un fond teinté par de l'oxyde de fer, entremêlé de plages incolores, d'où ressortent des Radiolaires mal conservés, et insuffisamment nombreux pour se toucher. Tous les individus sont calcédonieux avec un test généralement indifférencié. Tantôt, les coquilles, réduites à un nid de calcédonite, se détachent d'une gangue chargée d'oxyde de fer qui en souligne le dessin général. Tantôt, elles sont incluses dans les plages non ferrugineuses, auquel cas il y a fusion des Radiolaires et du ciment. Tantôt, enfin, la gangue ferrugineuse remplit les Radiolaires, dont le test est presque toujours détruit.

Moins fin que celui des jaspes proprement dits, le ciment est formé de calcédonite très prépondérante, accompagnée de granules de quartz partout où le pigment ferrugineux manque. Ailleurs, il comprend, en outre, une trame argileuse piquetée de points bruns. Lorsque la matière argileuse est concentrée au maximum, le fond paraît en partie isotrope, même avec un excellent éclairage. De très fines paillettes de phyllite s'observent dans toute la masse du « chert ». Comme dans les jaspes décrits, la faune est réduite aux Radiolairess et les minérau clastiques manquent.

Uu « chert« . originaire de Hatrees Hill [Peebleshire] (fig. 73) fournit des préparations presque tout entières constituées par un fond incolore de calcédonite (*c*), entrecoupé de filonnets de quartz (*d*). Ce fond n'est pas autre chose que le produit de la cristallisation des parties fines de la vase primitive dont il reste une série de témoins (*b*). Ceux-ci, colorés par une matière brune amorphe, contiennent de nombreux fragments d'épines, des portions de test et des spicules de Radiolaires (*Collodaria*) et des Radiolaires entiers (*a*). Partout ailleurs, le milieu est décoloré, les débris de Radiolaires ont disparu et la calcédonite s'est développée en grand (*c*).

Une autre transformation, qui donne une physionomie spéciale aux sections, résulte de la fossilisation d'une partie des Radiolaires par la matière brune signalée dans le ciment. Toute la silice a disparu du réseau et des ornements pour faire place à cette substance, souvent concentrée à l'intérieur des coquilles. Les autres Radiolaires sont entièrement calcédonieux.

Aux forts grossissements, le ciment incolore, scruté avec le condenseur très baissé, accuse la présence d'une foule de menus débris, d'identification

impossible, mais dérivant probablement en grande majorité des Radiolaires. De fines paillettes de phyllite s'observent un peu partout.

La matière brune en question, pareille à celle qui joue un grand rôle dans les accidents siliceux du calcaire carbonifère, ainsi que dans les spongolithes à spicules d'eau douce, reste telle en lumière réfléchie sans laisser paraître le moindre reflet ferrugineux. Sa composition est indéterminée et son origine probablement organique. Peut-être est-on en présence d'un oxyde graphitique.

Comme dans le premier échantillon la faune est exclusivement composée de Radiolaires et le quartz détritique manque.

Des « cherts » brun rougeâtre de Knockgovon près Ballantrae (Ayrshire), à facies de jaspe remarquablement développé, sont caractérisés par une matière fondamentale dans laquelle il faut voir l'équivalent des « fine-washings ». Très riches en fer par rapport aux autres, ils laissent voir dans les plages les moins opaques une trame argileuse légère, presque incolore, qui tient comme en suspension dans son épaisseur quantité de minuscules points ferrugineux. Par leur rapprochement et leur superposition en grand nombre ceux-ci donnent presque partout l'impression d'un milieu ferrugineux continu. On retrouve là une façon d'être du pigment ferrugineux des jaspes. Dès que le fond s'éclaire, on voit transparaître de la calcédonite, beaucoup plus développée qu'il ne semble à première vue. Tous les Radiolaires sont calcédonieux.

En somme, la roche en question est caractérisée par une gangue très dominante de nature silico-argileuse, fortement imprégnée d'oxyde de fer.

Le dernier type que je crois utile d'analyser est un « chert » d'Abington (Lanarkshire), de couleur noirâtre nuancée de vert. Les sections qu'on en tire offrent ceci de particulier que le fond argileux s'y montre dégagé de tout pigment ferrugineux. En lumière blanche la matière argileuse se détache en gris pâle avec un aspect quelque peu sale. Entre les nicols croisés, elle se révèle cryptocristalline, mais aux points où sa concentration est maxima, on se demande si le tout réagit sur la lumière polarisée. Il y faut voir une argile extrêmement fine, se décomposant en très petits éléments discernables aux points de moindre concentration. Des paillettes de phyllite incolore sont associées en nombre considérable à cette substance. La calcédonite finement

cristallisée est partout dans le milieu, sans qu'il soit possible de faire la part de ce qui lui revient ainsi qu'à la matière argileuse. Les Radiolaires ont tous leur place marquée par des taches calcédonieuses.

La composition chimique des deux derniers types est fixée par les deux analyses suivantes :

	I.	II.
SiO^2 (totale)	93.25	86.15
Al^2O^3	1.16	5.52
Fe^2O^3	4.94	4.23
CaO	"	traces.
MgO	0.32	1.20
K^2O	0.26	1.20
Na^2O	0.25	0.40
TiO^2	"	0.20
P^2O^5	traces.	traces.
CO^2	"	"
H^2O	0.18	1.50
Totaux	100.36	100.40

I. « Chert » de Knockgovon, près Ballantrae (Ayrshire). — II. « Chert » d'Abington (Lanarkshire).

D'après ces analyses les roches en question seraient un peu argileuses et elles le seraient à des degrés très divers.

Conclusions. — En tenant compte de la totalité des échantillons étudiés, et non décrits pour la plupart, on peut conclure que les soi-disant « cherts » ordoviciens d'Écosse ne diffèrent par rien d'essentiel des jaspes proprement dits. Entre les deux séries de roches la parenté est des plus étroites, au double point de vue minéralogique et paléontologique. Ce sont d'anciennes vases à Radiolaires plus modifiées, en général, que celles qui ont engendré les jaspes proprement dits et, partant, moins favorables à la conservation et à l'analyse de la faune [1]. De nature silico-argileuse, ces vases étaient dépourvues de minéraux clastiques et leur faune ne comprenait que des Radiolaires. Tous les caractères de ces roches plaident en faveur de leur rattachement aux jaspes,

[1] A la vérité, on a donné le nom de radiolarite et de jaspe à des roches alpines (Mts Genèvre qui ont subi des métamorphoses autrement profondes que les précédentes.

et l'on peut ajouter que out les sépare des cherts typiques que je décrirai plus tard. Par prudence, je laisse de côté la question bathymétrique qu'elles soulèvent, en raison de l'état de couservation des Radiolaires vraiement trop insuffisant pour en tirer des déductions probantes(1).

Conclusions générales.

Les jaspes proprement dits, lydiennes et « cherts » à Radiolaires constituent un groupe remarquablement homogène que je désigne sous le nom de *jaspes à Radiolaires*, afin de les séparer sans ambiguïté des roches d'origine inorganique confondues avec elles. Ce sont toutes des roches à pâte très fine et sans grain, à cassure généralement large, très opaques, le plus souvent teintées par de l'oxyde de fer, exceptionnellement par du carbone (lydiennes), la matière argileuse dont elles sont toutes pourvues contribuant également à leur assurer une couleur foncée et une grande opacité.

Minéralogiquement, elles ont pour caractéristique une très grande prédominance de la silice à l'état de calcédonite cryptocristalline, accompagnée ou non de quartz secondaire dans les types anciens (« cherts ») et toujours de matière argileuse. L'existence de l'opale est fort douteuse; en tout cas, on ne peut observer le moindre reflet qui en trahisse la présence. L'absence du carbonate de chaux est à peu près générale. Les rares jaspes qui en contiennent témoignent d'un phénomène de décalcification indiscutable, de sorte que les dépôts dont ils procèdent étaient probablement plus ou moins calcarifères à l'origine, comme le sont aujourd'hui les vases à Radiolaires. L'oxyde de fer est un produit caractéristique de tout le groupe, lydiennes exceptées. C'est au même titre que l'argile, à laquelle il est étroitement associé, un élément introduit dans la vase à Radiolaires au moment de la sédimentation.

Du point de vue paléontologique, on ne peut imaginer parenté plus intime entre les représentants du groupe, puisque tous renferment des Radiolaires et rien que des Radiolaires. L'absence d'autres organismes, tant calcaires que siliceux est, en effet, une règle absolue dans l'état présent de nos connaissances.

(1) La faune de Radiolaires décrite par G. J. Hinde comprend 12 genres de *Spumellaria* et des débris indéterminés appartenant aux *Nassellaria*.

Les moins transformées de ces roches possèdent une gangue rappelant de près les caractères des « fine-washings » des vases à Radiolaires actuelles, la seule différence, d'ailleurs notable, résultant d'un phénomène de silicification : matière argileuse, oxyde de fer, débris de Radiolaires, rien n'y manque. Toutes sont imprégnées de silice calcédonieuse très fine, dont l'intervention a déterminé la consolidation des anciennes vases à Radiolaires.

La totalité des lydiennes connues et, à peu d'exceptions près, les « cherts » d'Écosse ne renferment aucun débris de Radiolaire dans le ciment, généralement plus silicifié que celui des jaspes proprement dits. N'empêche que certaines gangues de « cherts » ne le cèdent en rien comme finesse à celles des jaspes les plus fins.

Un autre trait fondamental de ces roches, qu'elles s'appellent jaspes, lydiennes ou « cherts », est l'absence de minéraux clastiques, si petits soient-ils.

Bref, tout contribue à leur imprimer un caractère d'exceptionnelle uniformité qui justifie la création d'un seul et unique groupe.

L'extrême finesse, ou pour mieux dire le caractère aphanitique des jaspes, tient à une seule et unique cause, la présence d'une trame argileuse et d'un pigment ferrugineux très dense qui, tous deux, ont mis obstacle à la cristallisation large de la silice. Cela est tellement vrai, qu'en leur absence, la silice se développe en grands éléments; tel est le cas pour celle qui oblitère la cavité de beaucoup de Radiolaires.

Silicification des jaspes. Sources possibles de la silice et date de leur intervention. — La silicification qui n'a épargné aucun des jaspes à Radiolaires pose les mêmes problèmes que les diatomites, sans parler des roches à spicules d'Éponges. D'où vient la silice et à quel moment a-t-elle été fixée dans le dépôt? Seuls les jaspes proprement dits et les lydiennes fournissent les éléments d'une solution qui n'est que partielle, les premiers par leurs Radiolaires calcifiés et les seconds par leurs Radiolaires phosphatisés. Dans l'un et l'autre cas, les vases à Radiolaires ont été pour elles-mêmes une source de silice. A cet égard, on ne sait rien de plus par la raison que les terrains qui surmontent les formations à Radiolaires n'ont jamais été interrogés. Ont-ils fourni, comme c'est possible, un peu de silice aux jaspes? Ceux-ci ont-ils reçu à l'origine toute la provision de silice nécessaire à leurs métamorphoses? Aucune observation ne permet d'en décider. Quoi qu'il en soit, il est évident que les anciennes vases à Radiolaires ont libéré de la silice,

et il est non moins évident qu'elles ont été plus ou moins silicifiées à un moment donné, ainsi qu'en témoignent des vestiges calcaires du ciment, rongés et envahis par la silice. Cela suffit pour conclure que dans certains cas, tout au moins, l'histoire des vases à Radiolaires des mers anciennes offre les plus grandes analogies avec celle des sédiments essentiellement formés de spicules d'Éponges. Quant à assigner une date à la remise en mouvement de la silice et à la consolidation des vases qui en est la conséquence, il y faut renoncer, en l'absence du plus petit indice en faveur d'une solution ou d'une autre. Mais rien ne fait supposer que la période, qui suit immédiatement la chute des matériaux sur le fond, n'est point, pour les roches à Radiolaires comme pour les roches à Spongiaires, une période décisive, en ce qui concerne leur évolution minéralogique.

Comparaison des jaspes et des vases à Radiolaires. Milieu générateur des jaspes à Radiolaires.

Coup d'œil bibliographique. — Les auteurs qui, en petit nombre, ont comparé les jaspes et les vases à Radiolaires professent sur ce sujet des idées fort dissemblables. Les uns, tenant compte, avant tout, du cortège de roches accompagnant certains jaspes à Radiolaires, ont conclu à une différence fondamentale; les autres, considérant les jaspes en eux-mêmes, abstraction faite des terrains encaissants, ont vu dans ces dépôts les représentants des vases à Radiolaires actuelles dans la série sédimentaire ancienne.

1. Il existe des radiolarites typiques étroitement associées à des dépôts éminemment détritiques. Tel est le cas pour les « cherts à Radiolaires » observés par M. E.-F. Davis [1] dans le Franciscan Group de Californie, où ils forment deux horizons de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, intercalés dans de puissantes masses de grès, contenant de petites lentilles de conglomérat. Tel est encore celui des radiolarites de Bornéo qui, d'après M. Molengraaff [2], font partie d'un système de schistes, grès, quartzites, etc., avec

[1] E. F. Davis, The Radiolarian Cherts of the Franciscan Group [*Bull. of the Dep. of Geology* (University of California), vol. 11, p. 241].

[2] G. A. F. Molengraaff, Borneo-Expedition. Geological Explorations in Central Borneo (1893-1894), 1902, p. 414.

quelques petites lentilles calcaires. Et ce ne sont pas, et à beaucoup près, les seuls exemples rentrant dans cette catégorie.

À cet égard, les roches éruptives méritent une mention particulière, non seulement parce que leur présence dans les dépôts à Radiolaires a paru faire impression sur certains observateurs, mais parce que leur diffusion est, en vérité, un fait des plus dignes d'attention. Un court aperçu donné par M. E.-F. Davis[1] des principales formations à Radiolaires du monde entier fait ressortir l'association très fréquente — mais nullement générale — des roches éruptives avec les radiolarites. Les exemples fournis par les radiolarites du Mt Genèvre[2], des Apennins[3], de Bornéo[4], etc., associées à des « roches vertes » sont des plus décisifs à ce point de vue. Et chose curieuse, cette association s'observe dans les radiolarites de tout âge. C'est ainsi que les « cherts » à Radiolaires de l'Arenig d'Ecosse (p. 338), décrits par G.-J. Hinde, sont étroitement associés à des diabases et des tufs; que dans l'Oural, les jaspes dévoniens, dans lesquels Th. Tschernyschew a découvert des Radiolaires, sont souvent intercalés dans des tufs de porphyrites[5], etc.

Cette fréquence des roches éruptives dans les formations à Radiolaires typiques est en soi un fait extrêmement intéressant, dont la signification exacte nous échappe pour le moment. Mais je ne vois pas en quoi elle peut nous renseigner sur le mode d'existence des Radiolaires anciens et, partant, sur la genèse des jaspes à Radiolaires. En tout cas, qu'on la fasse intervenir dans un sens ou dans l'autre, une démonstration s'impose. Cette démonstration est à faire.

2. Parmi les partisans de l'assimilation des jaspes et « cherts » à Radiolaires aux vases à Radiolaires actuelles, il s'est trouvé des savants comme G.-J. Hinde, ayant des Radiolaires une connaissance approfondie, dont le témoignage est à prendre en considération, avant tout autre. De ce que les « cherts » à Radiolaires du Silurien d'Écosse sont inclus dans des schistes à Graptolites, G.-J. Hinde[6] n'en a pas moins conclu que les Radiolaires ont vécu à des pro-

[1] E. F. Davis, *op. cit.*, p. 304-333.
[2] P. Termier et W. Kilian, *op. cit.*, p. 766-772.
[3] D. Pantanelli, *op. cit.*, p. 13-34.
[4] G. A. F. Molengraaff, *op. cit.*, p. 414.
[5] Th. Tschernyschew, *in* A. Karpinsky, Versant oriental de l'Oural d'Ourjom à Ekatherinebourg (*Guide des excursions du VII^e Congrès géologique international*, 1897, V, p. 11).
[6] G.-J. Hinde, *op. cit.*, p. 45.

rondeurs supérieures à 2,000 brasses, opinion que Peach a partagée. Le même auteur, avec Fox [1], a vu également dans des « cherts » à Radiolaires, du comté de Devon, des représentants anciens des vases à Radiolaires actuelles. M. Molengraaff est arrivé à une conclusion analogue pour les « cherts » à Radiolaires, probablement jurassiques, de Bornéo. Et c'est encore le même enseignement que de Stefani [2] et Pantanelli [3] ont tiré de l'observation des Radiolaires des jaspes de Toscane et de Ligurie.

Pour m'en tenir aux principaux témoignages, je me borne à ajouter que MM. Steinmann [4], Hahn [5], etc., considèrent les radiolarites du Jurassique des Alpes comme des dépôts abyssiques, accumulés à des profondeurs susceptibles d'atteindre 7,000 mètres (Hahn).

Bien plus, des auteurs comme G.-J. Hinde [6], MM. Molengraaff, Steinmann, etc., ont rapporté à l'argile rouge des grands fonds des sédiments argileux associés aux cherts à Radiolaires. De ce nombre sont les *claystones* du Silurien et du Dévonien d'Australie (Nouvelle-Galles du Sud) et des schistes argileux de Bornéo.

Comparaison des jaspes et vases à Radiolaires. — La mise en parallèle des jaspes et des vases à Radiolaires fait ressortir des analogies et des différences.

Il est clair que les deux dépôts sont construits sur le même modèle, l'un et l'autre comportant l'existence d'un grand nombre de Radiolaires, inclus dans une matière fondamentale qui est le ciment pour les jaspes, et pour les vases à Radiolaires, le complexe connu sous le nom de « fine-washings ». Nul

[1] G.-J. Hinde and H. Fox, On a well marked Horizon of Radiolarian Rocks in the Lower Culm Measures of Devon, Cornwall, and West Somerset (*Q. J. G. S.*, t. 51, 1895, p. 609-668, pl. XXIII-XXVIII).

[2] C. de Stefani, Origine dei Diaspri (*Boll. Com. Geol.*, t. X, 1879, p. 416-418).

[3] D. Pantanelli, *op. cit.*, p. 13-34.

[4] G. Steinmann, Die Schardt'sche Ueberfaltungs-theorie und die geologische Bedeutung der Tiefsee Absätze und der ophiolitischen Massengesteine (*Ber. d. Naturforsch. Ges. z. Freiburg-in-Br.*, Bd. XVI, 1905, p. 18-67).

Ibid. Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? (*Geol. Rundschau*, 1925, t. XVI, p. 435).

[5] F. F. Hahn, Geologie der Kammerken Sontagshorngruppe (*Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt*, Bd. XL, 1910, p. 389).

[6] G.-J. Hinde, On the Radiolaria in the Devonian Rocks of New South Wales (*Q. J. G. S.*, vol. 55, 1899, p. 38-64, pl. VIII et IX).

doute que les jaspes en question ne soient issus d'anciennes vases aux parties fines constituées à l'origine par de nombreux débris de Radiolaires, de l'argile et de l'oxyde de fer. A ce point de vue la ressemblance est complète.

Les différences sont multiples:

1. Il en est une qu'il convient de signaler dès l'abord. A en juger par les matériaux analysés, *les anciennes vases à Radiolaires sont plus typiques que les vases actuelles, en ce sens qu'elles sont, en majorité, plus riches en Radiolaires.*

2. Elles le sont encore, du fait que tous les jaspes étudiés sont dépourvus de minéraux détritiques et de quartz en particulier.

3. Du point de vue organique, elles diffèrent soit par l'absence totale de restes de Foraminifères et de Spongiaires, soit par l'existence de Radiolaires, à l'exclusion d'autres restes organiques, tant calcaires que siliceux.

Tels sont les faits essentiels mis en évidence par les jaspes passés en revue, sans en excepter un seul. Il faut s'attendre à ce que les progrès de nos connaissances enlèvent à ces conclusions ce qu'elles ont d'absolu pour le moment. D'ores et déjà, on connaît des « cherts » à Radiolaires, très exceptionnels, renfermant quelques granules de quartz, mais reste à savoir dans quelle mesure ils sont typiques. De même, on a parfois signalé, et en fort petit nombre, des spicules d'Éponges, associés aux Radiolaires. Il n'importe, la règle formulée, à la suite de nombreuses observations, reste la règle, sauf à dire qu'elle comporte d'insignifiantes exceptions, qui n'infirment en rien les enseignements tirés de la généralité des cas.

Qu'on ne l'oublie pas, il ne suffit point d'invoquer le cas de roches réunissant des matériaux détritiques et des Radiolaires, comme il en existe beaucoup, pour amoindrir la portée des précédentes observations. Grâce aux croisières sous-marines, on sait, en effet, que les Radiolaires peuvent faire partie intégrante de tous les dépôts marins actuels, aussi bien terrigènes que pélagiques. En bonne logique, il ne doit être question ici que d'anciennes vases à Radiolaires *typiques*, faute de quoi on peut se donner facilement l'illusion de mettre en échec les conclusions formulées.

Que signifie l'absence, dans les roches à Radiolaires analysées, des orga-

nismes qui font habituellement cortège aux Radiolaires des vases actuelles? Au sujet des Foraminifères, on peut supposer, ou qu'ils n'existaient pas à l'origine, ou qu'ils ont été dissous en gagnant le fond, cette dernière explication se trouvant d'ailleurs en défaut pour les Foraminifères benthiques. Choisir entre les deux hypothèses, en connaissance de cause, est impossible. Dès qu'il s'agit des spicules d'Éponges le doute n'existe plus, car si des coquilles de Radiolaires à test mince sont conservées, *a fortiori* les spicules d'Éponges, beaucoup plus robustes, devraient-ils l'être. S'ils manquent, c'est que les Spongiaires ne vivaient pas sur les fonds où s'accumulaient les vases à Radiolaires. Or, ces fonds, de par leur nature plus ou moins argileuse, étaient très favorables au développement des Éponges. Tout bien considéré, on est amené à se demander, si l'absence absolue de spicules n'implique pas cette conclusion que la profondeur limite à laquelle les Spongiaires pouvaient vivre, aux époques anciennes, n'était pas dépassée? D'après les données numériques fournies par le Challenger, les limites bathymétriques auxquelles les *Monactinellidae* et les *Hexactinellidae* ont été rencontrées sont respectivement de 5,490 m. et 5,207 m., alors que les Radiolaires atteignent 8,184 m. Certes, on n'est nullement fondé à dire que les limites étaient les mêmes dans le passé et que l'absence de Spongiaires est la conséquence de ce qu'elles étaient franchies aux époques de formation des jaspes. Tout ce que l'on peut raisonnablement admettre, c'est que, au cours des âges, il y avait, comme aujourd'hui, une limite à l'extension bathymétrique des Spongiaires et que cette limite, inconnue de nous, a été dépassée par les fonds sous-marins, de telle sorte que les Spongiaires n'ont pris aucune part à la formation des vases à Radiolaires. Il en serait ainsi pour tous les jaspes que j'ai analysés. J'ai dit plus haut, qu'on avait signalé, mais en nombre extrêmement restreint, des roches à Radiolaires faisant un peu exception à la règle énoncée. Cela prouve tout simplement que des vases à Radiolaires pouvaient se déposer comme de nos jours en deçà de la limite bathymétrique assignée aux Spongiaires. Il est à peine besoin d'ajouter que l'intérêt de la conclusion que j'ai formulée pour la totalité des matériaux étudiés ne s'en trouve nullement amoindri.

Dans l'étude des rapports et différences entre les jaspes et vases à Radiolaires j'ai laissé dans l'ombre un facteur pourtant bien intéressant, l'existence du manganèse dans les jaspes. Sans faire défaut dans les dépôts terrigènes, le manganèse est par excellence un élément caractéristique des sédiments

abyssaux, où il se rencontre en compagnie de l'oxyde de fer, le plus souvent à l'état de concrétions. Dans les vases à Radiolaires, en particulier, l'oxyde de manganèse est répandu à l'état de grains et de nodules. Aussi sa diffusion, de même que sa concentration en dépôts parfois exploitables dans les jaspes à Radiolaires, méritent-elles une mention à cette place. On a signalé des jaspes à Radiolaires renfermant du manganèse et voire même de véritables gisements, dans le Dévonien de l'Oural [1], dans le Jurassique de Suisse [2], dans la série ophiolithique des Apennins [3], etc. A elle seule, une association pareille ne peut être invoquée comme argument décisif en faveur de l'origine profonde des jaspes à Radiolaires. Mais s'ajoutant à beaucoup d'autres, cette particularité contribue évidemment à resserrer les liens de parenté entre les jaspes et les vases à Radiolaires.

Milieu générateur des jaspes à Radiolaires. — Les considérations que je viens de développer orientent le problème des radiolarites vers une solution qu'il est nécessaire d'étayer solidement pour la proposer sans réserve. Dès à présent, il semble bien que les jaspes à Radiolaires soient des dépôts de mer profonde, ce qu'il faut démontrer une fois pour toutes. A mon sens, la question peut être abordée par deux voies différentes.

1. De ce que les jaspes représentent d'anciennes vases à Radiolaires des plus typiques, on peut être tenté de les assimiler, à tous égards, aux vases à Radiolaires actuelles et d'admettre que le milieu générateur a été le même pour les deux catégories de dépôts. Autrement dit, les vases qui ont engendré les jaspes auraient pris naissance à des profondeurs comparables à celles où l'on peut draguer aujourd'hui des vases à Radiolaires. Le même problème s'est posé à nous, il y a quelque trente ans, au sujet de la craie et de ses analogies avec la vase à Globigérines [4]. Contrairement à l'opinion courante, il a été prouvé avec de nombreux arguments à l'appui, que la vase à Foraminifères de l'époque crétacée s'est déposée à des profondeurs toutes différentes de celles

[1] A. Karpinsky, Versant oriental de l'Oural d'Ourjom à Ekatherinebourg (*Guide des Excursions du VII^e^ Congr. géol. int.*, Saint-Petersbourg, 1897, V, p. 11).

[2] Arbenz und Ch. Tarnuzzer, Die Manganerze im Radiolarienhornstein in Mittelbünden (*Die Eisen und Manganerze der Schweiz*, 1923. Sonderabdruck, p. 25).

[3] De Stefani, *op. cit.*, p. 416-418.

[4] L. Cayeux, Contribution, etc., p. 490-521.

qui caractérisent la vase à Globigérines en voie d'accumulation et que, d'une manière générale, des dépôts similaires peuvent prendre naissance dans des conditions fort dissemblables, en des temps différents. On peut en conclure pour les jaspes et les vases à Radiolaires que leur grande analogie n'implique pas nécessairement une similitude dans les milieux générateurs. A la vérité, aucune certitude n'est possible dans cette voie.

2. Les naturalistes qui se bornent à dire d'une roche qu'elle renferme des Radiolaires, sans plus, s'exposent à de graves méprises, dès qu'ils prétendent en tirer des indications sur le milieu générateur. Je ne saurais trop souligner le fait que le problème des radiolarites n'est pas un problème de pétrographie et qu'en bonne logique, la solution en doit être cherchée, avant tout, dans la connaissance des Radiolaires. Ceci posé, une première tâche s'impose à qui veut la trouver : séparer, autant que faire se peut, les formes pélagiques des formes benthiques. Après quoi, il est nécessaire de prêter une grande attention aux types de fond.

L'analyse des Radiolaires vivants nous enseigne qu'il existe d'importantes différences entre les Radiolaires abyssiques et les Radiolaires pélagiques, en ce qui concerne le squelette. Comparés aux seconds, les premiers ont une taille plus petite, une coquille plus épaisse, un aspect trapu, un tissu réticulé plus solide avec des pores plus petits et des appendices absents, ou beaucoup moins développés et moins élégants que dans les espèces pélagiques des mêmes groupes. Tout indique en eux une organisation fixée en vue de conditions d'existence spéciales, qui n'ont rien de commun avec celles de la surface, où les Radiolaires ne sont pas soumis à d'énormes pressions. En général, les Radiolaires pélagiques sont caractérisés par un squelette beaucoup plus fin et plus délicat, par des pores plus grands, ainsi que par une ornementation d'épines et de piquants, à la fois plus développée et plus variée, et dans leur ensemble, par une façon d'être qui les différencie sans difficulté. Le groupe comprend, en outre, nombre de formes à squelette incomplet.

Ces différences ont été établies sans ambiguïté possible. D'une part, il n'est pas difficile de réunir les Radiolaires du plankton, d'en fixer les caractères positifs et de mettre à part les formes inconnues à la surface, rencontrées dans une vase à Radiolaires. D'autre part, les Radiolaires abyssiques vivants sont dragués avec leurs parties molles, alors que les Radiolaires pélagiques arrivent

au fond débarrassés de leur matière organique. Les différences énumérées plus haut n'ont donc point un caractère hypothétique. Elles signifient que *la coquille des Radiolaires enregistre par les variations de son architecture les grands changements du milieu dans lequel ils sont appelés à vivre.*

Avant de faire un pas de plus, observons que si l'on peut discuter sur l'enseignement à tirer au point de vue bathymétrique de l'étroite parenté des vases à Radiolaires anciennes et actuelles, il n'en va pas de même, quant à l'influence du milieu sur l'architecture des Radiolaires. En l'état de nos connaissances, rien ne prouve que toutes les vases à Radiolaires ont pris naissance dans les mêmes conditions bathymétriques. En revanche, on ne peut révoquer en doute qu'à toutes les époques, des milieux analogues ont toujours influencé de la même manière le développement de la coquille des Radiolaires et que les types vivant à de grandes profondeurs, et, partant sous de fortes pressions, ont été organisés en conséquence. Bref, c'est à l'étude attentive des coquilles qu'il faut demander les éléments de la solution cherchée.

Que nous enseignent à cet égard les jaspes étudiés? On les peut classer en trois catégories :

1. *Jaspes essentiellement formés de Radiolaires pélagiques.*

2. *Jaspes à base de Radiolaires abyssaux.*

3. *Jaspes comportant l'association des deux types de Radiolaires, en proportions plus ou moins égales.*

Les Radiolaires de fond qui nous intéressent, au premier chef, réunissent dans les trois types les caractères analysés plus haut et ils les expriment avec la plus grande netteté. Au surplus, les différences qu'ils accusent dans leur comparaison avec les formes de surface qui les accompagnent sont non moins accentuées. Cela étant, je me vois obligé de conclure que *les jaspes étudiés représentent d'anciennes formations abyssales parfaitement caractérisées.*

Cette notion s'accorde à merveille avec une observation que l'on peut répéter aussi fréquemment que l'on veut. Tout, dans la constitution des jaspes, indique une sédimentation extrêmement calme, incapable d'assurer le moindre classement des matériaux. Aussi, ne peut-on chercher dans des actions dynamiques le point de départ du morcellement des Radiolaires. Celui-ci s'expliquerait par une corrosion des coquilles, au cours de leur chute,

phénomène également invoqué pour rendre compte de la fragmentation des Radiolaires des vases actuelles.

Rappellerai-je encore un fait, la grande pureté des jaspes analysés, l'absence de minéraux détritiques, l'absence de Foraminifères et de spicules d'Éponges, particularités qui prennent toute leur valeur à la lumière de ce que nous enseigne l'analyse comparée des Radiolaires.

Dans ma pensée, le milieu générateur des jaspes ne diffère par rien d'essentiel de celui qui engendre aujourd'hui les vases à Radiolaires. En d'autres termes, les conditions bathymétriques sont comparables de part et d'autre. Ce qui est vrai pour les vases crayeuses anciennes et modernes ne l'est donc pas pour les vases siliceuses à Radiolaires.

Pour synthétiser les précédentes observations, je crois devoir m'arrêter à la formule générale suivante : *Les jaspes étudiés représentent d'anciennes vases à Radiolaires déposées au large, en des points où les minéraux clastiques n'arrivent pas, et à des profondeurs qui excluent la présence de Spongiaires, et celle d'organismes calcaires, détruits avant d'arriver au terme de leur chute.*

Les conclusions catégoriques qui viennent d'être formulées nous remettent en présence d'un problème qu'il ne peut être question d'éluder. Que signifie l'association de certains jaspes avec des dépôts franchement terrigènes?

On sait ce qu'il advint pour les vases à Radiolaires des Barbades. Déposées à des profondeurs de 3,000 à 4,000 brasses (5,485 m.-7,313 m.), elles ont été ensuite émergées [1]. Supposons que le mouvement d'ascension se soit arrêté au voisinage de la surface et à une profondeur incompatible avec le développement de Polypiers de récif, le résultat serait *une formation abyssale surmontée de dépôts littoraux.* Les dépôts à Radiolaires des Barbades n'en devraient pas moins être classés comme sédiments de grande profondeur.

Si des mouvements de pareille importance se sont produits à une époque récente, on est fondé à supposer qu'ils ont été non moins possibles dans le passé, alors que l'écorce solide, d'une épaisseur moindre, devait se prêter à des mouvements plus faciles, plus fréquents et plus amples. Tout bien pesé,

[1] A. J. Jukes-Browne and J.-B. Harrison, The Geology of Barbados. Part. II, The Oceanic Deposits (*Q. J. G. S.*, vol. 48, 1892, p. 170-226).

je me vois dans la nécessité d'admettre l'existence de mouvements verticaux de grande amplitude, y compris des mouvements oscillatoires comme l'histoire des Barbades nous en fournit l'image. Il en résulterait des changements rapides ou brusques dans les conditions de milieu et des associations de dépôts et de faunes qui paraissent s'exclure les uns les autres.

C'est peut-être dans cette mobilité exceptionnelle du sol qu'est le secret de l'activité éruptive, qui a laissé tant de témoignages aux époques de formation des vases à Radiolaires anciennes.

En tout cas, les objections tirées de la nature des roches encaissantes ne prévaudront jamais contre le fait capital que les faunes de Radiolaires, en cause, renferment des types abyssaux.

B. PHTANITES (*Haüy*).

Dans la seconde édition de son traité de Minéralogie, Haüy définit le phtanite : « quarz compacte argileux. Kieselschiefer ». Et il ajoute en note : « De *φθανω, je préviens, j'anticipe,* parce que sa texture schistoïde épaisse et son caractère argileux semblent annoncer d'avance son passage au schiste » [1].

Plus tard, d'Omalius d'Halloy élargit l'acception du terme en l'appliquant à des roches qui ne sont plus exclusivement schisteuses [2]. Dès lors, le phtanite est tout à la fois une sorte de schiste siliceux et un accident minéralogique en milieu calcaire (Ex. « phtanites » du calcaire carbonifère).

Avec Cordier, le phtanite sort également du cadre tracé par Haüy. « Le phtanite, écrit-il, est toujours stratiforme en grand. Il constitue des couches minces, mais multiples et d'une grande étendue dans les terrains cambriens et siluriens, et notamment dans les massifs phylladiens..... Au lieu de former des couches continues, cette roche se présente en rognons aplatis, étendus sur le même plan, dans les terrains carbonifères » [3].

Divers auteurs, et Zirkel [4] en particulier, sont restés fidèles à la définition

[1] Haüy, Traité de minéralogie, 2e éd., t. IV, 1822, p. 546. La première édition (1801) ne fait pas mention de cette roche.

[2] D'Omalius d'Halloy, Introduction à la Géologie, 1833, p. 433.

[3] P. L.-A. Cordier, *op. cit.*, p. 210.

[4] F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, 2e éd., t. III, 1894, p. 543.

d'Haüy en admettant que *phtanite* et *Kieselschiefer* représentent une seule et même chose.

Dans le même ordre d'idées, M. Bellière, étudiant les « phtanites » de l'assise de Chokier, en Belgique [1] a fait ressortir l'hétérogénéité de ces roches parmi lesquelles il a décrit des calcaires silicifiés et des schistes imprégnés de silice [2].

Il n'est pas exagéré de dire que l'initiative de d'Omalius d'Halloy a engendré une grande confusion qu'on ne saurait perpétuer sans inconvénient. La notion de phtanite, telle qu'elle est pour Haüy, répondant à quelque chose de très précis, il faut, en bonne logique, la faire prévaloir à nouveau et rejeter de tout le bloc actuel des phtanites les différentes formations siliceuses qui se réclament à la fois d'une texture et d'une origine tout autres que celles des phtanites d'Haüy. En conséquence, les phtanites sont pour moi, comme pour Haüy, des roches stratifiées, en lits continus, formées sur le fond de la mer à la façon des sédiments, à l'exclusion absolue de tous les accidents minéralogiques en milieu calcaire, relevant de la famille des silex. Pour tout dire, *les phtanites précambriens et siluriens de la presqu'île armoricaine sont des phtanites typiques, et les rognons siliceux du calcaire carbonifère du Nord de la France, de la Belgique et d'Angleterre ne sont pas des phtanites.*

Des roches de même nature sont connues en d'autres pays. Par exemple, Rothpletz [3] a signalé dans le Silurien de Saxe des phtanites authentiques renfermant une grande quantité d'organismes microscopiques rapportés aux Radiolaires, Diatomées (*Navicula*) et autres Algues (*Sphärosomatiten*).

On en connaît également dans le Culm de Silésie qui ont fourni des Radiolaires et des Diatomées.

L'analyse que je vais entreprendre sera limitée aux phtanites précambriens et siluriens de la presqu'île armoricaine.

[1] M. Bellière, Contribution à l'étude lithologique de l'assise de Chokier (*Congr. géol. int. C. R. de la XIII^e^ session*, en Belgique, 1926, p. 1201-1229, Pl. XXI-XXVI).

[2] Le terme sert également à désigner des «schistes» à *Posidonia Becheri* de la base du Houiller belge. Il s'agit alors de roches extrêmement différentes de celles qui vont retenir notre attention.

[3] A. Rothpletz, Radiolarien, Diatomaceen und Sphärosomatiten in silurischen Kieselschiefer von Langenstriegis in Sachsen (*Zeits. deutsch. Geol. Ges.*, 1880, p. 447-467, Pl. XXI).

Phtanites typiques en couches dans le Précambrien de la presqu'île armoricaine.

(Pl. XX, XXI et XXII, fig. 74-83.)

D'après M. Ch. Barrois, il existe aux environs de Lamballe (Côtes-du-Nord) un faisceau de couches schisteuses et siliceuses constituant un niveau propre dans un grand étage de schistes et de grauwackes sans fossiles, occupant la position stratigraphique des phyllades de Saint-Lô. Les lits siliceux, autrement dit les phtanites, épais de 0 m. 01 à 1 m., sont régulièrement interstratifiés dans les schistes avec lesquels ils alternent. Leur niveau est constant, et les nombreuses bandes qu'ils forment dans la région sont dues à des répétitions par plissements. M. Ch. Barrois a suivi ces mêmes phtanites dans toute la Bretagne. Ils sont subordonnés à des gneiss granulitiques ($\zeta^2\gamma^1$) sur la feuille de Vannes, à des micaschistes et schistes micacés (ζ^2) sur les feuilles de Lorient, Saint-Nazaire et Nantes, et à des schistes à minéraux aux environs de Pornic (Loire-Inférieure). D'où ces phtanites, qui dépendent de la série sédimentaire dans le Nord de la Bretagne, sont intercalés dans la série cristallophyllienne au Sud. Il importe d'ajouter que M. Ch. Barrois a reconnu la présence des phtanites en galets dans les poudingues cambriens de Montfort et d'Erquy, ainsi que dans les poudingues précambriens des phyllades de Saint-Lô des environs de Granville [1].

Caractères lithologiques. — Les phtanites du Précambrien de Bretagne ont une couleur qui va du gris très pâle au noir mat, sans jamais faire place dans les échantillons frais à des teintes procédant de composés ferrugineux. Des variétés, plutôt exceptionnelles, se signalent par la présence de taches plus foncées, mal délimitées, qui s'expliquent, soit par une distribution inégale de la matière colorante à l'origine, soit par un phénomène de décoloration partielle, postérieur à la sédimentation. Toujours plus ou moins stratifiés en grand, ces phtanites fournissent des spécimens d'étude parfois homogènes et généralement divisés par des plans parallèles, qui ne sont pas autre chose que des plans de stratification. Il arrive que la roche se débite

[1] Ch. Barrois, *C. R. Ac. Sc.*, t. 115, 1892, p. 327.

facilement en plaques, voire en plaquettes et feuillets, recouverts d'une matière onctueuse, de nature phylliteuse, et de couleur grise ou blanche, dont la concentration entraîne la formation de plans de moindre résistance.

Règle plutôt générale, ces phtanites sont dépourvus de grain, aussi bien à l'œil nu qu'au toucher; toutefois leur cassure est presque toujours moins fine que celle des silex. A la loupe, on y discerne une infinité de petites écailles trahissant une structure quartzitique. Par exception, la cassure est sensiblement grenue, auquel cas des filonnets quartzeux traversent la roche en tous sens. Sauf dans quelques types presque incolores, la cassure est opaque sur ses bords, et elle l'est d'autant plus que la teinte est plus foncée.

Microorganismes des phtanites précambriens (Pl. XX, fig. 74). — Dès l'instant que je subordonne les phtanites précambriens aux dépôts à Radiolaires consolidés, il est nécessaire de justifier immédiatement cette attribution. Ils renferment, en effet, des Radiolaires[1] dont l'authenticité, d'abord contestée, a été reconnue hors de doute[2]. Ce sont presque tous des formes de taille très réduite dont l'exiguïté est d'ailleurs comparable à celle de beaucoup de Radiolaires des jaspes de Bornéo (p. 323). Rassemblés en nids dans certains échantillons, où ils abondent, ils manquent dans la très grande majorité des spécimens analysés. De telle sorte que si l'existence des Radiolaires conservés était requise pour qu'une roche puisse être appelée phtanite, le groupe serait très pauvrement représenté dans le Précambrien. Mais de même qu'il est nécessaire de rapporter aux jaspes, auxquels ils passent par une série d'intermédiaires, des types qui ont perdu la totalité de leurs organismes, de même doit-on rattacher aux phtanites des roches qui leur sont identiques, à cela près qu'elles sont maintenant dépourvues de Radiolaires. Il importe d'ajouter que la microstructure de maints échantillons crée une forte présomption en faveur de l'existence de Radiolaires à l'origine. Par sa concentration en noyaux fournissant des sections circulaires et elliptiques la

[1] L. Cayeux, Les preuves de l'existence d'organismes dans le terrain précambrien (*B. S. G. Fr.*, 3e s., t. XXII, 1894, p. 197-228, Pl. XI).

[2] A. Rothpletz, 3e séance générale du *VIIIe congr. géol. int.*, 1900. *Comptes rendus*, fasc. 1, p. 139 et 140. «M. Rothpletz fait remarquer qu'il a vu, avec M. Renard et d'autres congressistes, quelques-unes des sections faites par M. Cayeux dans les phtanites précambriens de Bretagne. Avec M. Renard, il considère l'existence des Radiolaires dans ces préparations comme indubitable...»

matière graphiteuse évoque parfois, et nettement, la forme de Radiolaires. Le même résultat est atteint par un phénomène inverse, c'est-à-dire par la disparition complète de cette matière à l'intérieur de petits îlots qui se détachent du fond teinté avec une apparence organique.

J'ai observé des Radiolaires conservés dans des phtanites recueillis, en majorité par M. Ch. Barrois, en différentes localités de la région de Lamballe (Côtes-du-Nord): Lamballe-Maroué (Ville-au-Roi-en-Maroué), Andel, la Poterie (Monplaisir-en-la-Poterie) et Pommeret (Buron-en-Pommeret). Quelques individus ont été fournis par un phtanite de Saint-Michel (Loire-Inférieure), recueilli par Fouqué, et par des échantillons prélevés dans le Précambrien de Vendée. Ce dernier gisement m'a fourni quelques préparations renfermant des Radiolaires de taille normale, montrant encore des portions de réseau très reconnaissables (fig. 74, *a*).

L'étude des déformations d'origine mécanique subies par les Radiolaires dans les jaspes modifiés du Mont Genèvre et la structure finement amygdaloïde qui en résulte, à l'extrême limite du laminage (Pl. XIX, fig. 70), appellent toute l'attention sur la microstructure des phtanites précambriens. Parmi ces derniers, il existe en Vendée (Les Essarts) des variétés qui, au microscope, montrent de petites lentilles quartzeuses, plus ou moins allongées (*a* et *b*) et parfaitement différenciées dans une gangue quartzo-graphitique (Pl. XXI, fig. 80). Ces amygdales ont une forme et une taille qui rappellent tellement celles des Radiolaires des jaspes laminés du Mont Genèvre qu'un rapprochement s'impose (Pl. XIX, fig. 70). Aussi, j'incline à voir, dans les phtanites précambriens à microstructure amygdalaire, d'anciens phtanites à Radiolaires fortement étirés. Il ne m'échappe pas, qu'à défaut d'autres documents, on ne pourrait conclure, sans réserve, à la présence de Radiolaires dans le Précambrien. Mais l'existence de ces organismes étant démontrée par ailleurs, j'estime que la conclusion revêt un haut degré de probabilité.

Lorsque le laminage est poussé plus loin, les petites lentilles s'étirent au point qu'elles engendrent de longues bandelettes de quartz, effilées aux deux bouts (Pl. XXI, fig. 80, *a* et *b*) qui ne retiendraient en rien l'attention, si elles ne se rattachaient par tous les intermédiaires aux amygdales rapportées aux Radiolaires.

La faune exhumée des phtanites de la région de Lamballe ne comprend pas moins d'une trentaine de genres, non compris les formes qui restent à

décrire. Cette faune se signale à l'attention par quatre caractères principaux : 1. Présence des deux grands groupes de Radiolaires connus à l'état fossile. 2. Prédominance du genre *Cenosphæra* qui est le plus simple des Radiolaires à squelette continu et treillissé. 3. Présence de formes très différenciées témoignant d'une évolution très avancée. 4. Existence de nombreux genres vivant encore de nos jours [1].

D'une manière générale, la faune microscopique des phtanites précambriens est réduite à des Radiolaires. Ces roches ont également fourni des formes qui paraissent devoir être rapportées à des Foraminifères [2] et des spicules d'Éponges [3] de types variés. Observés dans des phtanites dépourvus de Radiolaires, ces débris gardent jusqu'à présent le caractère d'exceptions, très rares par rapport à l'ensemble des matériaux analysés.

Composition chimique. — Cinq phtanites, de provenance différente, ont la composition suivante :

DÉSIGNATION.	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO^2	98.00	97.85	95.90	95.05	96.40
Al^2O^3	1.22	1.08	0.84	0.82	0.84
Fe^2O^3	0.23	0-87	2.71	3.43	2.31
CaO	traces.	//	traces.	0.25	//
MgO	traces.	traces.	0.10	0.20	0.16
K^2O	//	//	0.13	0.28	0.10
Na^2O	//	//	0.20	0.30	0.21
CO^2	//	//	//	//	//
H^2O	0.35	0.10	0.05	0.20	//
TOTAUX	99.80	99.90	99.93	100.53	100.02

I. Phtanite de Lamballe (Côtes-du-Nord). — II. Phtanite de la Lande de la Varde (Manche). — III-V. Phtanites de Bréhec (Côtes-du-Nord).

[1] L. CAYEUX, *op. cit.*, p. 222-225.

[2] *Ibid.*, Sur la présence de restes de Foraminifères dans les terrains précambriens de Bretagne (*C. R. Ac. Sc.*, t. 118, 1894, p. 1434-1435 et *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXII, 1894, p. 116-119).

[3] *Ibid.*, De l'existence de nombreux débris de Spongiaires dans le Précambrien de Bretagne (*C. R. Ac. Sc.*, t. 120, 1895, p. 279-282 et *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXIII, 1895, p. 52-65, 2 pl.).

On voit que la teneur en silice des phtanites analysés est à peu près constante et très élevée, que tous sont un peu alumineux, et inégalement ferrugineux, et que la chaux, c'est-à-dire la calcite, manque le plus souvent. En somme, la composition de ces roches est des plus simples, comme celle des jaspes. A vrai dire, ces conclusions ne s'appliquent pas à tous les phtanites précambriens, car, en ce qui concerne l'argile et la chaux il y a accidentellement des variations de grand intérêt.

Composition minéralogique. — *Quartz* (Pl. XX, fig. 75 et 76). — C'est le minéral caractéristique par excellence des phtanites précambriens. Il se présente en granules, toujours moulés les uns sur les autres comme dans les quartzites typiques, généralement très petits, et de taille très uniforme pour un type donné. Il en est qui sont presque aussi cryptocristallins que les silex de la craie. Dans la majorité des matériaux observés les éléments mesurent environ 0 mm. 01. La plupart des autres ont des granules de 0 mm. 014, 0 mm. 015, 0 mm. 018, 0 mm. 019 et rarement 0 mm. 02, sauf dans les phtanites métamorphiques dont il n'est pas question ici. Dans quelques types, exceptionnels à ce point de vue, les grains de quartz, beaucoup moins exigus en moyenne, mesurent environ 0 mm. 04 de diamètre. Ce sont tous des phtanites très purs, ni argileux, ni graphiteux (fig. 75).

Il importe d'ajouter que ces roches sont traversées en tous sens par des veinules de quartz, parfois assez nombreuses pour que des plages en soient littéralement hachées. En plus du réseau de veinules, il existe très souvent des traînées et amas de toutes dimensions, recristallisés à la suite d'un phénomène d'écrasement, et faisant contraste avec la pâte quasi cryptocristalline de nombreux phtanites. L'opposition des deux parties en présence est d'autant plus frappante que les veinules et plages de quartz recristallisé sont exemptes d'inclusions graphiteuses et argileuses.

D'une façon générale, la forme des éléments est moins régulière et moins nette que dans les quartzites proprement dits dérivant de sables, du fait que les grains se superposent dans l'épaisseur des coupes et déterminent des phénomènes de compensation nuisibles à la netteté des contours.

Par exception, la recristallisation de la silice a engendré des cristaux de quartz (fig. 76). Telle préparation en montre des centaines. Ce sont des prismes bipyramidés mesurant au plus 0 mm. 5 de long, libres et parfaits (*a*), ou groupés et incomplets (*b*). Rassemblés en longues traînées parallèles à la

stratification, ils sont accompagnés de grains irréguliers à contours chevelus ou simplement festonnés, et de lames de quartz largement cristallisé. Cette manière d'être est développée dans quelques phtanites opalifères.

De quartz clastique, il n'y a pas la plus petite trace, et cela dans aucun des échantillons étudiés. Il est par ailleurs certain que les granules moulés les uns sur les autres ne résultent pas de l'accroissement de granules clastiques plus anciens, comme c'est le cas pour les quartzites issus de sable. On en peut donner comme preuve l'absence vraiment absolue des inclusions habituelles du quartz détritique, et la présence d'inclusions de graphite, sans parler de celle des minéraux secondaires développés *in situ* (rutile, tourmaline, etc.).

Quartzine et opale (Pl. XX, fig. 77). — Les variétés, aberrantes de par leurs cristaux de quartz, le sont encore à d'autres titres. L'une d'elles renferme quelques nids de quartzine, disposée en zones concentriques fermées ou non; et toutes sont très chargées de silice amorphe. On y peut voir de grandes plages d'opale gris jaunâtre, indifférenciée (*b*), englobant les cristaux de quartz, plages interrompues par des bandes de quartz largement cristallisé, parallèles à la stratification. A proximité de ces bandes, l'opale tend à se découper en globules qui sont loin d'être parfaitement individualisés (*a*). Mais sur leurs bords, l'opale se convertit en sphérules généralement non dégagées du côté intérieur et de forme parfaite à l'extérieur (*a*). Des globules complètement détachés de l'ensemble réalisent un excellent type d'opale perlitique ou des groupements mûriformes. Des préparations montrent de longues traînées d'opale où l'on observe partout une ébauche de structure globulaire, des bandes à bords perlitiques et des sphéroïdes d'opale, libres ou coalescents, plus ou moins alignés, et participant, eux aussi, à la stratification générale. Un pareil ensemble rappelle certaines plages de gaizes et cherts, sans toutefois prêter à confusion. En réalité, seul l'aspect général est le même et les différences ne manquent pas. D'abord, le fond de calcédonite des gaizes et cherts est remplacé par du quartz microgrenu (*c*). Ensuite, les globules, de même que les plages en voie de différenciation, ne sont pas constitués par de l'opale pure, mais par un mélange de cette variété de silice avec une autre très finement cristallisée, qui est probablement du quartz. Enfin, les représentants des Spongiaires, si répandus dans les gaizes et cherts proprement dits, sont absents, sauf dans une seule préparation qui en renferme quelques coupes transversales.

Il est tout à fait inattendu de retrouver dans les phtanites précambriens, ne fût-ce qu'à titre accidentel, une composition et une structure évoquant immédiatement l'idée d'une gaize. Nul doute qu'à défaut d'observations impliquant une origine organique pour ces phtanites, on pourrait tirer de cette analogie une forte présomption en sa faveur.

Dans cet ordre d'idées, un fait est acquis en toute hypothèse : cette structure ne se développe jamais que dans les roches à spicules, conservés ou non.

Matière graphiteuse (Pl. XXI, fig. 78 et 79). — Sans exister dans tous les phtanites, cette matière n'en vient pas moins au second rang après le quartz. Plus que ce minéral, elle contribue par ses variations de fréquence et surtout par sa distribution à modifier la physionomie des phtanites au microscope. Elle constitue de simples ponctuations, des granulations, des traits d'une extrême finesse et courts, des mouchetures susceptibles de se compter par centaines dans l'étendue d'une préparation (Les Essarts, Vendée), des granules irréguliers infiniment polymorphes (Pl. XX, fig. 74, *b*), allongés ou non dans le sens de la stratification, libres ou soudés, pouvant se combiner pour engendrer des groupements très capricieux dans leur dessin. Cette matière donne encore naissance à des taches ou amas de toute importance, distribués n'importe comment ou parallèlement à la stratification générale. Elle peut encore se rassembler en traînées plus ou moins continues, faiblement quartzeuses ou non, ou engendrer des feuillets très minces alternant avec des lits exclusivement quartzeux, auquel cas la stratification s'en trouve remarquablement soulignée (Pl. XXI, fig. 80 et 81). Quelques concentrations d'un type particulier marquent l'emplacement de Radiolaires de forme sphérique ou ellipsoïdale dont le dessin général est seul respecté, sauf exception (Pl. XX, fig. 74). Enfin, une manière d'être très curieuse développée secondairement dans la roche, sans le moindre rapport avec la stratification du dépôt, donne naissance à de nombreux traits, grêles ou pleins, groupés en réseaux, des plus irréguliers, à grandes mailles (Pl. XXI, fig. 78). Cette allure implique une redistribution de la matière, à la fois refoulée, concentrée et ordonnée, à l'époque de la cristallisation de la silice.

Si le carbone manque dans certains phtanites, soit qu'il n'ait jamais existé, soit qu'il ait été détruit par métamorphisme ou par l'action des agents météoriques, il abonde dans d'autres au point que les coupes en sont formées presque dans la proportion d'un tiers. Pareil développement à dose massive

est loin d'être une exception. Selon les cas, la stratification en est soulignée ou obscurcie. Son intervention entraîne une autre conséquence, car c'est chose certaine que développée à grande échelle, cette substance augmente la finesse du grain de la roche, comme si l'accroissement des granules de quartz en était entravé. En définitive, elle tient dans les phtanites le rôle de l'oxyde de fer dans les jaspes, avec cette différence que dans nombre d'échantillons, loin d'être réduite au rôle de pigment, elle n'est rien moins qu'un élément essentiel.

Dans le cas où la matière en question est accompagnée de pyrite, elle s'en distingue facilement en lumière réfléchie par une teinte noire mate qui est exactement sa teinte en lumière blanche.

La matière, qualifiée de graphiteuse dans les pages précédentes, n'est pas déterminée avec toute la rigueur désirable. De multiples essais faits par M. Randoin ont donné les résultats suivants : débarrassée de la silice, dans la mesure du possible, par une solution de carbonate de soude à l'ébullition, la poudre de phtanite est lavée, puis soumise à trois traitements différents : 1° le produit, calciné, ne distille pas comme le font les hydrocarbures des combustibles et il prend une teinte un peu gris cendré; 2° fondu avec du nitrate de potasse sur une lame de platine, il donne naissance à du carbonate de potasse qui fait effervescence avec les acides en dégageant de l'acide carbonique; 3° enfin, le résidu de l'attaque par le carbonate de soude, soumis à l'action de l'acide azotique fumant, puis séché et chauffé, ne foisonne pas d'une manière appréciable, ce qui tient peut-être à l'élimination très incomplète de la silice, emprisonnant le carbone dans une espèce de trame. Bref, cette matière, sans avoir les propriétés des charbons, n'est pas très bien caractérisée en tant que graphite. Peut-être, faut-il y voir une manière d'être du carbone ne différant du graphite que par son état amorphe.

Ce n'est que par exception et dans des types métamorphiques que la matière charbonneuse a été convertie en graphite typique, déterminable au microscope. Tel est le cas pour un phtanite de Monplaisir-en-la-Poterie recueilli par M. Ch. Barrois (Pl. XXI, fig. 79). La roche est aujourd'hui une sorte de quartzite un peu phylliteux (c) dont les grains de quartz, mesurant 0 mm. 1 à 0 mm. 5, renferment des inclusions de graphite et de rutile. Le carbone cristallisé y engendre des éléments de diamètre très variable, les plus petits atteignent à peine 1 μ et les plus gros 0 mm. 1. Quelques-uns d'entre eux affectent la forme de cristaux hexagonaux ou pseudo-hexagonaux, plus ou

moins complets, ou de granules limités géométriquement de deux, trois ou quatre côtés. Sa manière d'être générale est celle de granules irréguliers, allongés, répartis dans le milieu à peu près uniformément et en dehors des grains de quartz (*b*). Sous forme de minuscules éléments et presque de points, la matière abonde en de certaines plages, condensée en nids, de telle sorte que chaque grain de quartz est bourré de graphite pulvérulent accumulé au centre même des éléments (*a*). L'observateur est tout naturellement enclin à voir dans ces concentrations le résultat de la remise en mouvement et de la cristallisation de la matière charbonneuse, marquant la place d'anciens organismes et peut-être de Radiolaires. A chaque grain de quartz correspondrait un individu dont la matière organique, enrichie de celle du ciment, aurait été concentrée et transformée en granules de graphite. Rien ne prouve que telle est l'expression de la vérité.

Matière argileuse. — Il est difficile de fixer la part de la matière argileuse et plus encore d'en déterminer la nature exacte. A coup sûr elle ne manque jamais complètement. Réduite à d'infimes proportions dans beaucoup d'échantillons, elle prend un développement dans d'autres, au point de se présenter comme un élément essentiel, qu'elle n'est pas, à proprement parler. Pauvrement développée, elle forme, soit une trame à peine discernable au microscope, soit de toutes petites macules mal définies, ou de petits amas floconneux mal individualisés. Relativement peu répandue, elle constitue à une masse de quartz microgrenu un voile gris sale qui n'en laisse pas fixer les propriétés optiques. A son maximum de fréquence, cette matière engendre un fond gris, continu, au sein duquel se détachent en clair des granules de quartz; mais là où elle est développée en amas denses, la silice cryptocristalline ne se laisse pas identifier. Il arrive que cette substance se concentre en flocons à peine séparés les uns des autres, manière d'être sans doute réalisée au moment de la cristallisation de la silice, par suite d'un commencement de départ des deux produits intimement associés. Dans tous les cas où la matière argileuse atteint son plus grand développement, elle donne l'impression d'un milieu optiquement amorphe, qui s'est opposé à une cristallisation large de la silice.

Il ne fait pas de doute que la couleur foncée de la majorité des phtanites ainsi que leur opacité sont dues autant à la matière argileuse qu'à la poussière de matière graphiteuse qui s'y trouve incluse.

Le carbonate de chaux et ses transformations. — Le carbonate de chaux figure dans la majorité des échantillons, à l'état d'éléments accessoires ou rares, les uns représentant un carbonate en régression et les autres un carbonate développé secondairement. Au premier, on peut rapporter des grains rongés, des traînées et des amas à contours très irréguliers, corrodés sous l'influence d'une silicification progressive. Le second comprend des rhomboèdres incomplets ou entiers, d'assez grande taille, parfois groupés en nids hérissés de pointements. Dans les préparations où ils atteignent leur maximum de fréquence, on en compte plus d'une centaine. Certains de ces rhomboèdres, souvent parfaits, affectent une structure encapuchonnée très nette. Maints cristaux résultent de l'accroissement secondaire de débris corrodés. Le même accroissement s'observe également au pourtour de traînées irrégulières, maintenant dotées de contours géométriques.

Un autre facies de cette substance nous la montre répartie en filonnets plutôt rares, traversant les sections de part en part comme les veinules de quartz. Des exemples de composition mixte (calcaire et quartz) posent la question de savoir si l'un des deux minéraux remplace l'autre. On peut voir des filonnets de quartz qui, sur un segment de longueur variable, font place à de la calcite. Cette substance forme une bandelette plus large que le filonnet de quartz, laquelle se décompose en trois parties : une médiane prolongeant exactement la veinule de quartz interrompue, formée de calcite très pure; deux externes de calcite dépolie, limitées de façon très irrégulière, l'ensemble réalisant une seule orientation optique. Tout se passe comme si dans une fente béante, il s'était déposé du quartz, remplacé par de la calcite aux points où du carbonate de chaux ancien se trouvait traversé par la fissure. Quoi qu'il en soit, il ne peut être question de substitution de la calcite au quartz des veinules.

Des rhomboèdres ferrugineux, du même type que les précédents, accompagnent la calcite ou se développent à son exclusion. La forme et la taille des deux groupes d'éléments sont rigoureusement les mêmes. De plus, il existe des cristaux de composition mixte témoignant d'une épigénie partielle de la calcite par de l'oxyde de fer. En réalité, tous les passages s'observent entre les rhomboèdres de calcite pure et les cristaux exclusivement ferrugineux, ou paraissant tels. Examinés en lumière réfléchie, les éléments minéralisés se teintent en jaune d'ocre, par exception en rouge sang. Dans un même groupement d'éléments calcaires en voie d'épigénie, on peut observer, pour ainsi

dire côte à côte, de la limonite très prépondérante, de la pyrite et du fer oligiste.

La même transformation s'opère dans quelques échantillons aux dépens des veinules de calcite, susceptibles d'être remplacées par des filaments d'oxyde de fer.

La silicification des rhomboèdres est un phénomène des plus rares qui a pour conséquence l'existence de cristaux se résolvant en agrégats de petits granules de quartz.

Au contraire, leur dissolution créant de nombreux vides est la règle dans une proportion très notable d'échantillons.

Le carbonate de chaux témoin ainsi d'ailleurs que la calcite secondaire attestent que les vases siliceuses qui ont donné naissance aux phtanites étaient plus ou moins calcarifères, et qu'elles ont subi une silicification au moment de leur transformation. Au cours de cette opération, il est arrivé ce qui est arrivé pour beaucoup d'autres roches, résultant d'une silicification plus ou moins prononcée. A certains moments, la solution de bicarbonate de chaux s'est trouvée saturée et le calcaire s'est reprécipité *in situ* sous la forme de rhomboèdres. Nous retrouverons ce phénomène développé en grand dans des accidents siliceux engendrés en milieu calcaire.

Minéraux divers. — D'autres éléments, accessoires ou rares, interviennent dans la composition des phtanites précambriens : ce sont, outre différents *composés ferrugineux*, la *muscovite*, le *rutile*, la *tourmaline* et l'*apatite*, minéraux comportant parfois un tel nombre de représentants qu'il y a lieu de créer des variétés de phtanites auxquelles ils servent de caractéristiques.

Les composés ferrugineux, susceptibles d'intervenir dans la composition des phtanites, sont au nombre de trois. La *pyrite de fer* y figure en cubes, parfaits ou non, en grains irréguliers, isolés ou groupés, représentant au total une masse presque négligeable, et surtout à l'état de poussière très fine, aux éléments dispersés ou rassemblés. Beaucoup moins fréquent que la pyrite, le *fer oligiste* est représenté par de petits éléments rouge sang, de forme subarrondie ou irrégulière, et, de loin en loin, rhomboédriques. Un phtanite en est pétri par places. La vérité est que les nombreux échantillons analysés en sont dépourvus pour la très grande majorité. Ce minéral fait cortège à de l'*apatite*, que je tiens pour secondaire et d'origine métamorphique.

De rares échantillons sont riches en mouchetures et taches ferrugineuses à reflet jaune rapportées à la *limonite*.

La *muscovite*, en lamelles microscopiques, réduites à l'épaisseur d'un trait, longues ou courtes, et relativement épaisses, fait partie intégrante de quelques phtanites, où elle est rarement assez fréquente pour que la roche puisse être qualifiée de phylliteuse. Un échantillon d'Andel appartient à cette variété. Il est de règle que les lamelles de ce minéral soient couchées dans les plans de stratification qu'elles contribuent d'ailleurs à souligner. Sans pouvoir affirmer que toute la muscovite est d'origine secondaire et métamorphique, le fait est certain pour le phtanite graphiteux de Monplaisir-en-la-Poterie, où l'on voit des lamelles enchâssées ou incluses en totalité dans des grains de quartz, qui sont eux-mêmes d'origine secondaire.

Bon nombre de phtanites sont chargés de *rutile* en aiguilles, rectilignes, longues, très déliées, et exceptionnellement en microlithes maclés. Dans le phtanite à cristaux de graphite, cette substance abonde en inclusions au sein des grains de quartz, sous forme de très longs filaments de type capillaire, rarement d'éléments d'épaisseur appréciable, à pointements cristallins ou arrondis, et plus rarement encore de macles b^1 (112). Il est à noter que tous les rutiles d'un quartz donné lui appartiennent en propre, aucun d'eux ne se développant à cheval sur deux grains contigus. D'autres phtanites, à Radiolaires conservés, de type normal, sont très titanifères. On y voit du rutile capillaire, des microlithes droits ou arqués, des granules, des amas irréguliers et de nombreux groupements. Ces derniers comprennent, notamment, des macles en genou très nettes, des associations de microlithes placés bout à bout en ligne brisée, ou disposés en étoilements, voire en amorce de grilles, ou enfin implantés les uns sur les autres sans règle apparente.

Quelques phtanites sont *tourmalinifères*. On y peut observer de nombreux éléments en forme de longues baguettes de couleur vert pâle, à pointements complets ou non, manifestant une tendance à devenir capillaires quand leurs dimensions se réduisent au maximum. Les plus grands sont à cheval sur quatre, cinq granules de quartz, et même davantage. Les cristaux de tourmaline sont parfois alignés en files, parallèlement à des concentrations de graphite, mais le plus souvent leur orientation n'obéit à aucune règle.

Structure (Pl. XX, fig. 74; pl. XXI, fig. 80 et 81 et pl. XXII, fig. 82 et 83). — Certains phtanites examinés au microscope ne trahissent aucun

classement de leurs matériaux, c'est-à-dire qu'ils sont homogènes d'aspect (Pl. XX, fig. 74). D'autres, et ce sont de beaucoup les plus répandus, témoignent d'une ordonnance plus ou moins marquée.

Il résulte des précédentes données que plusieurs substances contribuent à créer dans les phtanites précambriens des plans de moindre résistance se confondant avec la stratification. Tel est le cas pour le quartz, le graphite avec ses nombreuses manières d'être, et accessoirement la matière argileuse et la muscovite. Il n'est pas rare que d'un classement de plusieurs de ces éléments, vague dans le détail, résulte comme effet d'ensemble une schistosité extrêmement fine, surtout discernable aux faibles grossissements. Lorsque le classement est poussé très loin, on peut voir se constituer des lits exclusivement quartzeux ou graphiteux, d'une certaine continuité (Pl. XXI, fig. 80 et 81). A lui seul, le quartz peut créer une structure orientée par un léger allongement de ses granules dans le sens de la stratification.

Comme cas particulier de cette manière d'être, il faut citer la *structure amygdalaire* réalisée par certains phtanites du Précambrien de Vendée [Les Essarts] (Pl. XXI, fig. 80 et 81), structure caractérisée par de petites lentilles quartzeuses, plus ou moins allongées dans le sens de la stratification et résultant, selon toutes probabilités, de l'étirement et du laminage de Radiolaires à section primitivement circulaire ou elliptique (p. 328).

L'analyse d'un grand nombre de spécimens de phtanites fait ressortir dans une faible proportion l'existence d'une structure bréchoïde comportant trois types distincts.

1. Des phtanites lardés de veinules de quartz doivent être classés comme *fausses-brèches*. Tous les fragments détachés par la fissuration de la roche sont anguleux et généralement maintenus à la place occupée avant le morcellement (fig. 82). Par exception, un ou plusieurs débris ont subi un faible déplacement accompagné d'un changement d'orientation. Pareille brèche n'a d'autre ciment que du phtanite broyé.

2. La deuxième manière d'être réunit des brèches dont les éléments sont empruntés à un seul et même phtanite, comme dans le cas précédent, mais avec cette différence capitale que tous ont été plus ou moins remaniés (fig. 83). Les matériaux en présence sont de taille extrêmement variable — 0 mm. 01 — 2 mm. dans une même section — et de formes très différentes, les uns an-

guleux (*a*) sans la moindre trace d'usure et les autres arrondis et convertis en véritables globules. Entre cette roche et la fausse-brèche décrite, il existe, par ailleurs, un trait distinctif des plus accentués. Les fragments sont reliés par un ciment qui ne procède nullement de l'écrasement de parcelles de phtanite, mais du dépôt d'une vase, pareille à celle qui engendre le phtanite normal. Ceci est tellement vrai que les brèches de cette catégorie montrent parfois des fragments pauvres en graphite enrobés dans une gangue très graphiteuse. Dans l'espèce, il s'agit de brèches authentiques rentrant dans la catégorie des *brèches homogènes*.

3. Le troisième type est une *brèche polygénique*, composée d'innombrables débris, anguleux ou arrondis, de toutes dimensions, empruntés à différentes variétés de phtanites. On y voit, pêle-mêle, des phtanites indifférenciés et d'autres finement feuilletés, des phtanites pauvres en pigment graphitique et d'autres pétris de graphite, etc.

Certains de ces phtanites étaient déjà entrecoupés de veinules de quartz avant d'être morcelés. C'est ce que prouvent des éléments traversés par de larges filonnets de quartz, tronqués à leurs extrémités en bordure des fragments, sans montrer le moindre rétrécissement et sans empiéter si peu que ce soit sur d'autres fragments contigus, empruntés à d'autres variétés de phtanites. A côté de ces veinules qui appartiennent en propre aux débris remaniés, il en existe de nombreuses qui intéressent plusieurs éléments voisins ainsi que le ciment qui les sépare. Ce sont évidemment des veinules de formation postérieure à la constitution de la brèche, comme il s'en trouve dans les brèches homogènes passées en revue.

Ces faits me paraissent éclairer d'un jour nouveau la genèse des phtanites précambriens.

Conclusions. — Le caractère fondamental des phtanites précambriens est de constituer des horizons géologiques en milieu schisteux, et non des accidents lithologiques, développés secondairement par concentration de la silice — en quoi ils diffèrent, de façon radicale, des roches siliceuses d'origine essentiellement chimique, plus ou moins analogues aux silex de la craie.

Ce que fut exactement à l'origine le dépôt dont ils procèdent, il est difficile de le dire avec certitude. A cet égard, un point important est, et demeure,

acquis. Les phtanites précambriens dérivent d'une vase extrêmement fine, invariablement dépourvue de quartz détritique, revêtant parfois le caractère d'une ancienne vase à Radiolaires. A la vérité, la proportion d'échantillons que leur composition actuelle permet de rattacher aux roches à Radiolaires est des plus restreintes. Les autres, c'est-à-dire la très grande majorité, complètement dépourvus de restes organiques, ne peuvent être classés avec les premiers qu'en vertu de l'association intime des deux groupes et de leur identité minéralogique qui les rendent inséparables. De même qu'il est nécessaire de rapporter aux jaspes, auxquels ils passent par toute une série d'intermédiaires, des types qui ont perdu la totalité de leurs organismes, de même doit-on rattacher aux phtanites des roches qui leur sont identiques, à cela près qu'elles sont maintenant dépourvues de Radiolaires. Pour ce qui est des phtanites qui ont conservé leurs microorganismes, il faut ajouter, qu'abstraction faite de la matière colorante, ils n'ont jamais la physionomie des jaspes typiques, lesquels sont pétris de Radiolaires en tous points. Sans doute, la haute antiquité de ces roches explique-t-elle la distribution infiniment capricieuse des coquilles échappées à la destruction.

Que les phtanites précambriens aient été riches en organismes dès le principe, j'en vois la preuve dans leur forte teneur en matière graphiteuse, qui est l'un des traits prédominants de leur composition. Quelle pourrait être l'origine de cette matière si elle n'était organique? Développée à grande échelle, comme elle l'est souvent, elle légitime, à mon sens, toutes les espérances qu'on peut encore fonder sur la recherche systématique de microorganismes dans le Précambrien de la presqu'île armoricaine.

Je me représente les vases à Radiolaires précambriennes, constituées sur le modèle des vases à Radiolaires actuelles, c'est-à-dire formées de Radiolaires et de parties fines d'origine organique. A en juger par l'état actuel de nos connaissances, les spicules d'Éponges n'ont pris part à leur formation que de façon très accidentelle [1]. On n'a pas oublié qu'ils n'interviennent pas du tout dans les vases qui ont donné naissance aux jaspes étudiés. Faut-il rapporter aux Radiolaires seuls la grande masse de matière graphiteuse accumulée dans l'ensemble des phtanites? Dans l'affirmative, ces organismes auraient été particulièrement nombreux à l'origine. Mais il se peut que d'autres groupes, encore inconnus, ne soient pas étrangers à son élaboration.

[1] J'en ai trouvé dans deux échantillons.

En tout état de cause, ces vases ont subi une transformation profonde depuis leur dépôt. Leur silice, que je suppose d'origine essentiellement organique, d'amorphe qu'elle était, est devenue cristalline. De plus, ces vases toutes plus ou moins calcarifères, ainsi que l'attestent de nombreux témoins de calcite, ont été décalcifiées, en partie ou en totalité, le carbonate de chaux cédant la place à de la silice remise en mouvement. Les témoins calcaires rongés par la silice ne laissent en effet aucun doute sur l'intervention de phénomènes de silicification. D'un autre côté, on est fondé à voir dans les nombreux Radiolaires convertis en carbone une source de silice. Dans le même ordre d'idées, il faut tenir compte des individus disparus. Somme toute, il s'agirait d'une simple migration n'impliquant aucun changement de milieu.

A cet égard, la matière argileuse pose une question intéressante qui n'est pas nouvelle pour nous. Lorsque les phtanites sont remplis de veinules de quartz et que des plages écrasées sont converties en quartz grenu, la cristallisation de la silice, tant des veinules que des plages, a éliminé complètement les impuretés et notamment la matière argileuse. Au total, la masse de cette matière mise en cause n'est rien moins que très importante. D'élimination mécanique il ne peut être question, car en bordure des parties ainsi transformées on ne constate pas le moindre changement dans la proportion de matière argileuse. Force est de conclure que cette matière a été détruite par décomposition et non refoulée. N'y a-t-il pas dans ce phénomène un appoint de silice pour le dépôt? Le problème est exactement celui qui s'est posé autrefois pour les gaizes [1], et j'incline à croire, sans pouvoir étayer mon opinion sur une démonstration directe, que la destruction de la matière argileuse est, dans les deux cas, une source de silice.

Quoi qu'il en soit, il ne peut être question de faire appel à une source de silice étrangère à la vase elle-même, attendu que les phtanites sont inclus dans des schistes dérivant d'argiles très fines s'opposant à une circulation *per descensum* des solutions. D'où l'on peut conclure que la proportion de silice qui figure dans ces roches date de la sédimentation même et que les seuls changements touchant cette substance se résument en un déplacement *in situ* suivi de recristallisation.

Deux particularités de structure des phtanites présentent, semble-t-il, un

[1] L. Cayeux, Contribution, etc., p. 76 et 77.

intérêt général : leur fissuration intense et l'existence de brèches impliquant un remaniement contemporain de la sédimentation.

D'où qu'ils viennent, les phtanites précambriens de la presqu'île armoricaine sont remplis de veinules de quartz. A ma connaissance, aucune autre formation, même en pays de nappes, ne met en évidence une fragmentation intime des roches généralisée au même degré. Faut-il y voir une propriété spécifique de ces roches, soumises à une contraction exceptionnellement accusée, ou le résultat d'actions dynamiques susceptibles d'être enregistrées par tous les dépôts associés aux phtanites ? Faute d'avoir étudié les terrains encaissants il est impossible d'en décider. Dans les deux cas, la dislocation des phtanites soulève un problème important. S'il s'agit d'influences mécaniques, la question de les rattacher à un phénomène général se pose immédiatement. Mais, sur ce point, notre ignorance est absolue. Il est à noter que l'existence de noyaux à microstructure amygdalaire pose un problème du même ordre, mais avec cette différence qu'il comporte une solution unique. En effet, si les noyaux lenticulaires de certains phtanites représentent, comme je le pense, d'anciens Radiolaires déformés, la preuve est faite que le milieu a été soumis à des actions mécaniques d'intensité comparable à celle des mouvements qui ont laminé les Radiolaires des jaspes du Mont Genèvre (p. 328). Malheureusement l'origine organique de ces noyaux n'est que probable (p. 367).

Avec les brèches, on aborde un sujet fort mystérieux, la consolidation très rapide, ou, pour mieux dire, la consolidation des sédiments au fur et à mesure de leur dépôt. La description des phtanites siluriens devant nous fournir une donnée nouvelle à ajouter aux précédentes, l'étude en sera différée afin de grouper tous les éléments qui s'y rapportent.

Phtanites en couches dans le Silurien de la presqu'île armoricaine.

(Pl. XXII, fig. 84.)

Les phtanites gothlandiens sont connus en de nombreux points de la presqu'île armoricaine et, notamment, en Anjou où ils présentent un grand développement en association avec des schistes plus ou moins ampéliteux. Comme les phtanites précambriens, ils constituent des dépôts engendrés sur le fond

de la mer et, partant, de véritables horizons géologiques jouant le rôle de repères. Leur puissance peut dépasser une dizaine de mètres et, par surcroît, ils se répètent par plissements.

Les propriétés physiques des phtanites gothlandiens ne diffèrent que peu ou point de celles des phtanites précambriens. Elles accusent parfois une moindre finesse et le plus souvent une division moins facile suivant les plans de stratification. Dans la plupart des cas, il n'est pas possible de dire qu'un fragment donné est précambrien ou gothlandien, tant la parenté des deux séries est grande.

Au microscope, tous revêtent le caractère de pseudo-quartzites à grain très fin. Une seule variante, d'importance, nous met en présence de grains de quartz clastique mesurant au plus 1/10^{e} de millimètre, ou clairsemés, ou nombreux, lesquels manquent, à ce qu'il semble, dans la majorité des spécimens.

Quoique beaucoup moins restreinte que dans le Précambrien, la proportion d'échantillons renfermant des Radiolaires représente une minorité. Jamais les phtanites siluriens ne fournissent de préparations d'une richesse en Radiolaires comparable à celle des jaspes, en quoi ils rappellent encore les phtanites précambriens. Tous les individus observés sont de dimensions normales, et de même que dans le Précambrien, ils sont caractérisés par un état de fossilisation très variable. Il en est qui sont conservés par du carbone avec tous les détails de l'organisation. Règle générale, ils sont plus ou moins siliceux. Dans un phtanite donné de l'Anjou on peut observer les trois manières d'être suivantes : 1. Chaque Radiolaire est un noyau de quartz grenu très pur. 2. Une place, parfois très faible, et parfois considérable, est faite au carbone associé au quartz microgrenu. D'ordinaire, le dessin des formes est seul conservé; il arrive pourtant que des débris de réseau soient discernables grâce au carbone. 3. Cette matière, substituée à la silice du test, en fixe le dessin, mais la structure réticulée a disparu, sauf dans le cas où le ciment le fait ressortir en remplissant les pores. En d'autres gisements, un Radiolaire peut correspondre à un noyau de quartz d'une seule orientation optique, ou à un groupe de granules moins finement cristallisés que ceux de la gangue, auquel cas l'examen entre les nicols croisés est nécessaire pour les différencier. Dans maintes préparations, à défaut de caractères morphologiques suffisants pour conclure à l'existence de Radiolaires, des appendices, fossilisés comme le test, créent une présomption en faveur de leur présence. Tel amas informe de quartz et de

carbone est orné d'épines reconnaissables dont la longueur peut dépasser le plus grand axe des coquilles identifiables ou non. Les types divers observés, de conservation généralement défectueuse, ne fournissent que des sections circulaires et elliptiques, comme si la totalité des formes en présence appartenait aux *Spumellaria*, à l'exclusion des *Nassellaria*. Mais il est peu probable que ce vaste groupe, représenté dès le Précambrien, n'ait pas contribué à l'élaboration de la silice des phtanites gothlandiens.

Des phtanites de l'Anjou, pour le moment uniques à ma connaissance, renferment à la fois des Radiolaires et des restes d'Éponges. A ceux-ci on peut rapporter des spicules de taille toujours normale, parfois relativement nombreux, complets ou fragmentaires. Beaucoup d'individus sont monoaxes et fusiformes. Quelques-uns, mal conservés, représentent l'extrémité triradiée de spicules à quatre rayons. Tous sont quartzifiés. Il est à noter que des échantillons renfermant des spicules d'Éponges font une place à du quartz clastique.

La matière graphiteuse joue dans la constitution des phtanites gothlandiens un rôle au moins égal à celui qui lui est assigné dans le Précambrien. Mais jusqu'à plus ample informé ses manières d'être y sont beaucoup moins nombreuses. Par exception, elle fait entièrement défaut. Tantôt, elle se présente à un état de division extrême, ce qui lui assure une grande diffusion. Tantôt, elle est concentrée comme dans les phtanites précambriens.

D'une façon générale, la matière argileuse est plus répandue que dans les types précambriens. Elle figure, par exemple, à l'état de minuscules flocons de teinte grise et amorphe, piquetés de points graphiteux, distribués dans un fond de quartz microgrenu, l'inverse pouvant exister dans les mêmes sections avec la matière argileuse qui forme un milieu continu chargé de granules de quartz. Il arrive que la roche se résolve en lames quartzitiques, alternant avec d'autres lames quartzo-argileuses, celles-ci se détachant avec une teinte gris sale très apparente.

Il existe des types phylliteux et des variétés qui le sont à grande échelle, tel un phtanite de Juzet-en-Guéméné (Loire-Inférieure) rempli de paillettes incolores, toutes stratifiées.

La pyrite est en moyenne un élément d'importance négligeable, représenté par des sphérules, cristaux et éléments informes, susceptibles de manquer complètement dans une coupe mince.

Structure. — Les phtanites gothlandiens n'ont de particulièrement intéressant à ce point de vue que leurs variétés bréchoïdes. Un phtanite de Breil-en-Plessé (Loire-Inférieure) réalise un facies aberrant en ce qu'il englobe de nombreux fragments remaniés visibles à l'œil nu, certains d'entre eux mesurant plusieurs millimètres. Au point de vue morphologique, il est à signaler que les plus petits débris sont arrondis, ovoïdes et jamais anguleux, tandis que les plus gros ont le caractère de fragments, d'éclats, dépourvus de toute trace d'usure, comme s'il existait deux sources distinctes de matériaux remaniés. De leurs manières d'être, retenons les suivantes :

1. En général, les éléments remis en mouvement sont beaucoup plus graphiteux et plus finement cristallisés que la gangue, et il en est même parmi eux qui sont plus graphiteux que quartzeux.

2. Bon nombre d'entre eux contiennent du quartz détritique alors que la gangue de phtanite qui les réunit en est dépourvue.

3. A ces raisons qui plaident contre une différenciation morphologique *in situ* aux dépens d'une vase primitivement homogène, on peut ajouter l'existence d'éléments composés, témoignant d'un *double remaniement*. Tel est le cas pour un gros débris, très bien individualisé, se résolvant en une brèche à ciment de phtanite très graphiteux (fig. 84, *b*), renfermant plusieurs fragments de quartz de filon très volumineux et indépendants (*a*). Tel est encore le cas pour plusieurs débris également bien définis, renfermant en inclusions un ou deux morceaux d'un autre phtanite qui en diffère.

Ces faits sont de nature à accréditer l'opinion que la consolidation des phtanites était très rapide, si bien que les débris pouvaient être repris, triturés, usés et convertis en éléments arrondis sans dissociation des particules constituantes, ou rester anguleux sans perdre le tranchant de leurs arêtes, et que dans plusieurs cas particuliers, la remise en mouvement a affecté les fragments de brèches de phtanites remaniés.

A coup sûr le phénomène implique un certain déplacement des matériaux, lesquels diffèrent entre eux et diffèrent des phtanites qui les englobent. L'emplacement de la roche-mère reste à déterminer.

CONCLUSIONS.

Qu'ils soient précambriens ou siluriens, les phtanites représentent des dépôts originellement *siliceux*, puis *silicifiés*, car leur histoire comporte un notable enrichissement en silice. Touchant l'origine de cette silice, le champ des hypothèses est assez restreint, l'intercalation des phtanites dans les schistes, qui est la règle, rendant impossible toute introduction de silice secondaire par circulation *per descensum*. C'est dire qu'une couche de phtanite donnée avait reçu en partage sa provision complète de silice, avant d'être recouverte par les argiles qui ont engendré les schistes.

Tous les phtanites passés en revue ont en commun un certain nombre de caractères qui les distinguent des jaspes à Radiolaires et des lydiennes. Ce sont, au premier chef, des roches quartzeuses, plus ou moins chargées de matière graphiteuse, et finement stratifiées dans la majorité des cas. De par cette constitution, les phtanites ont une physionomie à part, la même, à quelques traits secondaires près, pour la totalité des types considérés.

Entre les phtanites précambriens et les phtanites siluriens il y a un air de famille assez prononcé pour que leur séparation, à l'œil nu et même au microscope, soit parfois chose impossible. Aussi l'histoire de ces deux groupes de roches est-elle la même dans les grandes lignes. Deux différences seulement peuvent être mises en valeur pour les distinguer : l'existence dans le Silurien de Radiolaires de taille toujours normale, alors que ceux du Précambrien sont généralement beaucoup plus petits, et celle du quartz détritique, qui manque invariablement dans les phtanites précambriens.

Ni les uns, ni les autres, même quand ils renferment des Radiolaires plus ou moins bien conservés, ne donnent l'impression de dériver d'une vase à Radiolaires très typique. Dans les jaspes siluriens d'Écosse (p. 338), il reste des témoins peu modifiés du dépôt primitif, sous la forme de Radiolaires de taille normale et de parties fines, riches en menus débris de Radiolaires, jouant le rôle de gangue. Rien de pareil n'est visible dans les phtanites précambriens et siluriens de la presqu'île armoricaine. Aussi le diagnostic qui en fait d'anciennes vases à Radiolaires, tout en s'appuyant sur des données positives, réserve-t-il à l'hypothèse une place dont je n'ai garde de méconnaître l'importance.

Est-ce la conséquence d'une différenciation originelle ou de l'action du temps qui a fait disparaître un grand nombre d'organismes, sans laisser de traces, et modifié le ciment au point de n'y laisser subsister aucun vestige de Radiolaires en menus débris? On n'en saurait décider en connaissance de cause.

Différents motifs me font supposer qu'il est nécessaire de réserver au moins une petite place aux dépôts à spicules d'Éponges dans la série des roches-mères des phtanites. C'est, d'abord, l'existence de phtanites à spicules d'Éponges, que l'on sait très rares, et, ensuite la différenciation en silice globulaire de la matière de plusieurs phtanites impliquant l'intervention de restes de Spongiaires. De ces roches-mères nous savons de source certaine qu'elles devaient renfermer une forte proportion de matière organique, ainsi que le démontrent la diffusion et le degré de fréquence de la matière graphiteuse. Abstraction faite des spicules d'Éponges et de la silice globulaire, les données relatives aux phtanites précambriens s'appliquent sans réserve aux phtanites gothlandiens, sans qu'on puisse fixer dans quelle mesure ils différaient à l'origine d'une vase à Radiolaires de type normal.

A en juger par les brèches, tant homogènes que polygènes, il semble bien démontré que les vases, transformées en phtanites, ont acquis presque d'emblée leurs caractères définitifs. Cette notion découle tout naturellement de l'existence de morceaux de phtanites engagés dans un autre phtanite et surtout de la présence de débris témoignant d'un double remaniement.

La preuve est faite que, pour le moins, certains phtanites précambriens et siluriens procèdent de vases soumises à une consolidation extrêmement rapide et qu'ils ont été remaniés, en tant que phtanites, avec leurs veinules de quartz, et réinclus dans ces mêmes vases alors qu'elles continuaient à s'accumuler. Nous retrouvons là le problème posé par les galets de charbon, par les galets de minerai de fer oolithique, etc., avec tous les enseignements qu'il comporte. La présence de phtanites en galets dans le Précambrien (p. 355), sans permettre d'encadrer les phénomènes de consolidation dans une période très courte, nous avait déjà appris que les phtanites étaient constitués comme tels avant la fin de l'époque précambrienne. Les faits de cet ordre tendent à se multiplier au point qu'il n'est plus nécessaire de les commenter en détail.

Dans le domaine paléoocéanographique, il est prudent de garder une grande réserve, par la raison que les éléments d'information ne sont pas assez nombreux pour se prononcer sans risque d'erreur. En ce qui concerne les phta-

nites précambriens on se trouve en présence d'un caractère d'une généralité absolue jusqu'à présent, l'absence complète de matériaux détritiques et l'extrême finesse originelle des dépôts. Le grand éloignement des rivages par rapport aux gisements considérés en paraît découler. Il est malheureusement impossible de faire un pas de plus dans cet ordre d'idées et d'aborder la question bathymétrique, documents en main.

CHAPITRE V.

DÉPÔTS À DIATOMÉES.

Sans avoir l'importance des Spongiaires et des Radiolaires, en tant qu'organismes générateurs de silice, les Diatomées n'en présentent pas moins un grand intérêt pour la pétrographie des roches sédimentaires. De nos jours, ces organismes vivent dans tous les milieux et dans tous ils peuvent se multiplier avec une extraordinaire rapidité et pulluler. On les voit abonder en certains points des Océans et dans les lacs; et c'est également pour former des vases marines et lacustres qu'ils sont très répandus à partir des temps tertiaires.

Dans les pages qui vont suivre, je passerai successivement en revue : 1° les vases à Diatomées actuelles; 2° les vases à Diatomées anciennes, consolidées ou non.

1. VASES À DIATOMÉES ACTUELLES.

La grande activité des Diatomées à l'époque actuelle donne naissance à deux catégories de dépôts : A. des vases à Diatomées marines; B. des vases à Diatomées lacustres. Aucune formation d'origine fluviale ne s'en réclame.

A. Vases à Diatomées marines[1].

Sous le nom de vases à Diatomées, J. Murray et A. Renard désignent des sédiments composés d'organismes siliceux et principalement de Diatomées, dans la proportion moyenne de 40 p. 100 (20 - 60 p. 100), abstraction faite des parties fines très riches en débris de ces mêmes organismes. Observons qu'un très petit nombre de spécimens dragués ont fourni un total de valves entières et brisées, supérieur à 50 p. 100. Les formes en présence peuvent être très variées. On a cité le cas d'un coup de filet donné

[1] J. Murray and A. F. Renard, Deep-Sea Deposits, 1891, p. 208-223.
L. W. Collet, *op. cit.*, p. 106-114.

au Sud de l'Australie qui a fourni plus de 150 spécimens appartenant à 77 espèces et 68 genres. Toutes les vases connues renferment des Radiolaires et presque toutes des spicules d'Éponges. Les Foraminifères à test arénacé ne manquent jamais, pour peu que la prise d'essai analysée soit d'importance.

On y compte de 3 à 30 p. 100 de carbonate de chaux, d'origine entièrement organique, sous la forme de Globigérines très dominantes, puis de Mollusques, Bryozoaires, Ostracodes, Échinodermes, etc.

Il y a également de grandes variations dans la teneur en minéraux représentés avec une moyenne de 15.6 p. 100 et un diamètre moyen de 0 mm. 12.

Le dépôt ainsi composé se présente avec une couleur jaune paille ou crème, lorsqu'il est humide, et blanchâtre, quand il est sec.

Sa composition moyenne a été fixée par J. Murray et A. Renard dans le tableau suivant :

Carbonate de chaux	Foraminifères pélagiques	18.21	
	Foraminifères benthiques	1.60	
	Autres organismes	3.15	22.96
Résidu	Organismes siliceux	41.00	
	Minéraux	15.60	
	Parties fines	20.44	77.04
	TOTAL		100.00

Une vase recueillie à 2,567 mètres de profondeur présente la composition suivante d'après J. Murray et A. Renard [1].

Perte au feu		5.30
Soluble dans HCl	SiO^2	67.92
	Al^2O^3	0.55
	Fe^2O^3	0.39
	$CaCO^3$	19.29
	$CaSO^4$	0.29
	$(PO^4)^2Ca^3$	0.41
	$MgCO^3$	1.13
Insoluble dans HCl	SiO^2, Al^2O^3, Fe^2O^3	4.72
	TOTAL	100.00

[1] J. MURRAY, *op. cit.*, p. 211.

Les vases à Diatomées, recueillies par le Challenger dans l'Océan Glacial antarctique en bordure des boues bleues, ont été rencontrées à des profondeurs comprises entre 1,000 et 3,612 mètres. Celles qui ont été découvertes par le Tuscarora dans le Pacifique nord et occidental s'échelonnent de 4,449 à 6,690 mètres. D'après les données fournies par le Challenger la teneur en Diatomées augmenterait avec la profondeur; elle serait de 20 p. 100 à 600 brasses (1,096 m.) et de 60 p. 100 à 1,975 brasses (3,612 m.).

B. Vases à Diatomées lacustres.

On sait depuis longtemps que dans l'étang de Saint-Loup, près du lac d'Aydat (Puy-de-Dôme), il existe des Diatomées susceptibles de se multiplier avec une extrême rapidité. Lorsque le temps est propice, ces algues engendrent en quelques jours une pellicule flottante, véritable feutrage de Diatomées, désignée sous le nom de papier météorique. Dès qu'elle atteint une certaine épaisseur cette pellicule gagne le fond, et si le temps reste chaud, elle se reconstitue rapidement. C'est ainsi qu'un véritable dépôt à Diatomées lacustres s'édifie de nos jours.

Grâce aux documents réunis par les soins de M. l'Ingénieur Delebecque [1], il est démontré que le même phénomène se passe dans maints lacs de France, où il donne naissance à des dépôts à Diatomées plus ou moins purs. A en juger par les matériaux mis à ma disposition les dépôts se rencontrent dans une dizaine de départements.

Certains lacs, comme ceux de Pavin et de Chauvet (Puy-de-Dôme), de Crégut (Cantal) et d'Issarlès (Haute-Loire), fournissent les vases à Diatomées les plus pures que nous ayons. Parmi toutes celles qu'il m'a été donné d'examiner, la vase draguée à 56 mètres dans le lac Pavin occupe le premier rang comme degré de pureté. Elle est presque exclusivement formée de frustules de Diatomées, accompagnées de débris végétaux et de rares fragments de quartz. Les autres sont riches en débris végétaux et parfois en paillettes de muscovite (Issarlès). Ce sont évidemment de futurs « tripolis » parfaitement caractérisés.

Puis viennent des dépôts pétris de valves de Diatomées, accompagnées de

[1] A. Delebecque, Les Lacs français, 1898, 436 p. et 22 pl.

nombreux élements minéraux, parmi lesquels domine le quartz, auquel s'ajoutent ou non des paillettes de mica blanc, des détritus végétaux qui ne manquent jamais et un peu de matière argileuse. Ces vases, riches en Diatomées et moins pures que les premières, se déposent dans trois lacs de l'Isère (Cos, Robert et Crozet) et dans celui de Montcyneire (Puy-de-Dôme).

D'autres relèguent les Diatomées au second plan par rapport à la collection des produits détritiques. C'est pourquoi je ne puis les attribuer aux vases à Diatomées proprement dites, en dépit de l'exemple donné par J. Murray et A. Renard pour les vases à Diatomées marines. De ce nombre sont des vases argileuses ou quartzo-argileuses à Diatomées des Pyrénées-Orientales (Lanoux), des Basses-Pyrénées (Artouste et Naguille) et du Puy-de-Dôme (Tazanat).

Une vase recueillie à 84 mètres de profondeur dans le lac de la Girotte (Haute-Savoie) a quelque chose d'aberrant dans sa composition, en ce sens qu'elle est très pyriteuse et qu'elle renferme des cristaux de gypse. La pyrite y forme d'innombrables perles très régulières, généralement indépendantes et quelquefois accolées, ainsi que de véritables grains irréguliers. Mieux que tous les autres, cet exemple nous enseigne que la chimie des lacs à Diatomées est à faire. Entre parenthèses, la genèse de la pyrite à grande échelle, puis du gypse, ne manque pas d'intérêt pour l'interprétation de certains dépôts anciens qui ne sont pas nécessairement lagunaires parce qu'ils renferment un peu de gypse.

L'inventaire des lacs dont les sédiments sont essentiellement formés de cuirasses de Diatomées fait ressortir cette particularité que le Massif Central, aujourd'hui comme à la fin du Tertiaire, est le domaine d'élection des Diatomées lacustres de France. La raison m'en échappe complètement.

Dans les pays autres que la France, des lacs nourrissent également d'innombrables Diatomées qui, par leur accumulation, engendrent d'importants dépôts à base de frustules parfaitement conservées. Par exception, les valves abondent au point de donner naissance à des vases à Diatomées très pures, susceptibles d'être exploitées. Des dépôts réalisant une pareille pureté ont été signalés au Canada [1].

Il est de règle absolue que les vases à Diatomées de France soient com-

[1] A. H. Mackay, A preliminary Examination of the siliceous organic Remains in the lacustrine Deposits of the Province of Nova Scotia, Canada (*Geol. Mag.*, N. S., Dec. III, vol. I, 1884, p. 561-562).

plètement dépourvues de spicules d'Éponges d'eau douce, et il en est de même pour les nombreux lacs d'Écosse (p. 255). Par contre, il existe en Nouvelle-Écosse (Canada) des lacs qui déposent des boues à Diatomées et à spicules d'Éponges, voire même des boues dans lesquelles les spicules d'Éponges sont en majorité.

2. VASES À DIATOMÉES ANCIENNES OU DIATOMITES.

(*Vases à Diatomées plus ou moins consolidées.*)

La terminologie en usage pour déterminer les dépôts à Diatomées fossiles est plutôt riche. Elle comprend, en effet, une dizaine de termes, presque toujours appliqués à d'anciennes vases à Diatomées lacustres. Ce sont *tripoli* [1], du nom de Tripoli, ville de Syrie, près de laquelle on exploitait autrefois une terre à Diatomées, *silex pulvéralent, terre à Infusoires, farine fossile, randanite, opale végétale, silice gélatineuse, kieselguhr* [2], etc. Le terme *diatomite*, déjà employé, et d'une acception très générale, me paraît préférable à tous les autres pour caractériser d'un mot une vase à Diatomées ancienne, plus ou moins consolidée, qu'elle soit marine ou non.

Dans la description qui va suivre je décrirai d'abord les diatomites marines, puis les diatomites d'eau douce.

A. Diatomites marines.

De vases à Diatomées marines typiques, datant des périodes géologiques, je n'en connais que trois, pour le moment. Ces diatomites répondent d'ailleurs à trois manières d'être très différentes, par suite de transformations profondes subies avec le temps. Ce sont : le « tripoli d'Oran », d'âge sahélien, qui a conservé ses caractères originels; les calcaires pliocènes à Diatomées de Sendaï et de Yedo (Japon) représentant une vase à Diatomées calcifiées, et les phosphates suessoniens de Gafsa et Tébessa, dans lesquels il faut voir une vase à Diatomées des mieux caractérisées, transformée en phosphate de chaux.

[1] P.-L. A. Cordier, *op. cit.*, p. 249.

[2] D'origine germanique, ce terme est parfois employé en France dans les milieux industriels. Il existe une Société connue sous le nom de « Kieselguhr français ».

Tripoli d'Oran [1] (Pl. XXII, fig. 85). — Le dépôt, formé de lits intercalés dans les calcaires crayeux supérieurs à *Lithothamnium* rangés dans le Sahélien, est employé depuis longtemps comme tripoli. Il est très connu des paléontologistes par les nombreux Poissons qu'il a fournis, et par surcroît, la formation à laquelle il est subordonné renferme de beaux Radiolaires décrits par Ehrenberg.

C'est une « terre à Infusoires » typique, fine, extrêmement légère, poreuse, tendre, tachant les doigts et de couleur jaunâtre. Sa composition chimique est fixée par l'analyse suivante :

SiO^2 (totale)	67.50	
SiO^2 (soluble)		3.04
Al^2O^3	3.52	
Fe^2O^3	1.43	
CaO	10.60	
MgO	0.30	
Na^2O	0.70	
P^2O^5	"	
CO^2	7.84	
H^2O	8.36	
TOTAL	100.25	

Dissociés, les éléments constituants se résolvent en frustules discoïdes, de grande taille (0 mm. 10 et même davantage) se rapportant en grand nombre à la famille des Mélosirées. Les formes entières abondent, accompagnées d'une infinité de débris de toute grandeur, accusant une épaisseur de valve extrêmement faible. Comme dans les vases à Diatomées marines d'aujourd'hui, il y a donc réunis dans une prise d'essai des valves entières et des fragments rentrant dans les parties fines. Le réseau qui ornemente les frustules est visible aux très petits grossissements.

Quelques Radiolaires parfaitement conservés et des Foraminifères complètent la collection des microorganismes. Chaque préparation contient des dizaines de Foraminifères, à test robuste, paraissant appartenir en totalité au genre *Globigerina*.

Les coupes minces montrent une accumulation de Diatomées qui dépasse

[1] E. HAUG, Traité de Géologie, t. II, 3, 1908-1911, p. 1651.

en richesse tout ce que l'on connaît dans la série des vases à Diatomées actuelles. La totalité, ou peu s'en faut, de la silice observée, soit 70.54 p. 100 pour l'échantillon analysé, fixe, en effet, la teneur en Diatomées. Ce ne sont partout que des réseaux intacts communiquant aux sections une physionomie particulière. Entre les nicols croisés, on voit se détacher une poudre calcaire très fine, sans la moindre trace de calcédonite sur l'emplacement des Diatomées.

Les minéraux clastiques ainsi que la glauconie manquent complètement.

Le « tripoli d'Oran » est donc une ancienne vase à Diatomées marine, calcarifère, très pure, et conservée avec ses caractères originels, sauf qu'elle a subi un commencement de consolidation grâce à la présence du carbonate de chaux.

Diatomite calcifiée du Japon [1]. — C'est un calcaire de couleur chocolat, inconnu en place et rencontré à l'état de galets (Sendaï et Yedo). Ses fossiles macroscopiques le classent dans le Pliocène. Une analyse chimique publiée par J. Brun et J. Tempère accuse 70 p. 100 de carbonate de chaux et 20 p. 100 de « silice et silicates ». De ce dépôt C. Schlumberger a exhumé une riche florule de Diatomées décrites par les auteurs susnommés et ne comportant pas moins d'environ 120 espèces nouvelles. Toutes sont marines.

Règle générale, les Diatomées sont fossilisées, non par de la silice, mais par du carbonate de chaux qui différencie nettement la valve de son remplissage calcaire, sans jamais nuire à l'ornementation très fine des frustules. Celles-ci sont transformées en calcite cryptocristalline, alors que les valves restées en connexion sont remplies par de la calcite susceptible de réaliser l'unité d'orientation optique. Au dire de J. Brun et J. Tempère, des individus ont plus ou moins échappé au phénomène de calcification, d'où la forte teneur en silice décelée par l'analyse chimique. Il y a certainement des exceptions, car tout est calcaire dans mes préparations. Une petite quantité de pyrite intervient dans la constitution d'une série de valves dont elle remplit des mailles qui s'en trouvent soulignées; dès qu'elle intervient à dose un peu massive, elle en masque la structure.

Les Diatomées de Sendaï et de Yedo sont de taille particulièrement grande,

[1] J. Brun et J. Tempère, Diatomées fossiles du Japon (*Mém. Soc. Phys. et Hist. Nat. Genève*, t. XXX, n° 9, 1889, 75 p., 8 pl.).

certaines d'entre elles ne mesurant pas moins de 0 mm. 2 sur la face valvaire. Aussi la voit-on avec la plus grande netteté au microscope.

Quelques Radiolaires ont été signalés par J. Brun et J. Tempère.

Dans son ensemble, le dépôt est un calcaire légèrement quartzeux, à peine glauconieux, et pétri de restes de Diatomées. Outre les frustules, intactes ou non, il existe une infinité de débris, comme dans le « tripoli d'Oran », prenant une part très prépondérante à la constitution de la gangue. Celle-ci n'est autre chose que l'équivalent des parties fines signalées dans les vases à Diatomées marines.

En résumé, le calcaire à Diatomées de Sendaï et de Yedo est une ancienne vase à Diatomées, convertie en calcaire, par substitution de carbonate de chaux à la silice des Algues. En tant que diatomite calcifiée avec ses frustules remarquablement conservées, c'est quelque chose d'unique dans la série ancienne.

Diatomites phosphatisées du Nord africain. — Les phosphates suessoniens de la région de Gafsa, notamment, se résolvent en une ancienne vase à Diatomées marines[1]. Ils se décomposent en grains de forme générale arrondie, le plus souvent assez nombreux pour se toucher, et mesurant communément de un à plusieurs dixièmes de millimètre de diamètre. Les plus gros atteignent au moins 1 mm. En coupe mince, la matière des grains, teintée en jaune paille très pur, paraît d'une homogénéité parfaite et n'exerce aucune action sur la lumière polarisée. Font exception à la règle quelques éléments anguleux probablement dérivés du tissu osseux des Poissons. Un petit nombre parmi les premiers renferment, soit un *Radiolaire*, soit un *Foraminifère*.

Examinés avec un grossissement d'environ 150 diamètres, les grains arrondis cessent d'être homogènes en apparence, pour se résoudre tous en un feutrage très serré de cuirasses de Diatomées, pour la plupart réduites en minuscules débris. On y reconnaît des formes triangulaires (*Triceratium*), discoïdes (*Coscinodiscus* ou genre voisin), cylindriques, elliptiques, etc., tous

[1] L. Cayeux, Note préliminaire sur la constitution des phosphates de chaux suessoniens du Sud de la Tunisie (*C. R. Ac. Sc.*, t. 123, 1896, p. 273-276).

Ibid., Sur l'existence de calcaires phosphatés à Diatomées au Sénégal (*C. R. Ac. Sc.*, t. 151, 1910, p. 108-111).

Ibid., Introduction, etc., p. 326, pl. X, fig. 5.

caractérisant un habitat marin. La taille des individus entiers est très réduite et de l'ordre de grandeur de 15 μ pour les *Triceratium*, par exemple. Les valves sont d'une minceur extrême et leur ornementation d'une conservation parfaite. Dans beaucoup de types on voit intervenir une matière noire ou brune qui épigénise tout ou partie des carapaces, et que je crois devoir rapporter, tantôt à la pyrite, tantôt à l'oxyde de fer. Les plus petits débris, de la dimension d'une simple maille isolée, sont susceptibles d'être mis en évidence par ces produits ferrugineux. Des corpuscules, à peine perceptibles à ce grossissement, et des bâtonnets exigus — d'origine peut-être bactérienne — ressortent également du fond jaune de beaucoup de grains.

Dans la grande majorité des cas, les frustules sont de même nature et de même couleur que les éléments phosphatés, c'est-à-dire qu'elles sont elles-mêmes phosphatées. Jamais elles ne polarisent.

A la vérité, *chaque grain représente une portion de vase à Diatomées phosphatisée*, d'un type assez particulier, puisque les valves sont morcelées en grande majorité. Quelles qu'en soient les manières d'être, tous les grains font l'office de corps étrangers au sein d'une gangue développée au minimum, où l'on chercherait en vain la plus petite trace de Diatomée.

La question de l'origine de ces grains de phosphate, si différents des éléments constituants des autres phosphates sédimentaires connus, ne laisse pas que d'être embarrassante à élucider. Du fait qu'elle est hors de cause à cette place, je me borne à noter que tout se passe comme si les grains avaient été découpés dans une vase à Diatomées très fine, phosphatisés après coup, puis remaniés. C'est assurément l'hypothèse la plus plausible.

Par lui-même, le dépôt ne fournit aucune indication précise sur les conditions de profondeur qui ont présidé à sa genèse. Dans la plupart des préparations étudiées, les agents mécaniques n'ont laissé pour toute trace de leur activité que la fragmentation des valves de Diatomées. Le quartz manque généralement, et lorsqu'il entre en ligne de compte, il est représenté par des grains nombreux, mesurant 0 mm. 12 en moyenne, dimensions compatibles avec de grandes profondeurs. La présence de grosses huîtres, du groupe de l'*Ostrea edulis*, forme que l'on sait appartenir à la zone des Laminaires, dont la profondeur n'excède pas 27-28 m., ne s'explique guère à première vue dans un dépôt d'apparence pélagique.

Tel qu'il est aujourd'hui le phosphate comprend deux sortes de matériaux :

des éléments phosphatés remaniés, et tout ce qui leur est étranger engendré *in situ*. En fait, *la formation est pélagique par ses témoins de vase à Diatomées, et elle est terrigène par le reste.* La présence de grandes huîtres signifie que des éléments provenant de deux milieux très différents ont été rassemblés aux faibles profondeurs où elles vivaient [1].

Les mêmes Diatomées, ou des types voisins, ont été retrouvées dans la région de Tébessa (Constantine) et dans une formation également phosphatée au Sénégal. Tout fait supposer que ces dépôts représentent les restes épargnés par l'érosion d'une immense bande de vase à Diatomées marines, s'étendant pour le moins à travers une grande partie de l'Afrique du Nord. En l'état des connaissances, ce dépôt n'a point son pareil dans la série sédimentaire ancienne.

Dépôts à Diatomées marines accessoires ou rares. — En dehors des formations qu'on est fondé à classer comme diatomites proprement dites, il existe maints dépôts renfermant des frustules en proportions beaucoup trop restreintes pour qu'on les puisse identifier à d'anciennes vases à Diatomées. Il ne saurait donc être question de leur accorder plus d'une mention à cette place.

De ce nombre sont les guanos naturels. On y trouve de grandes quantités de Diatomées marines, abandonnées par les oiseaux de mer avec leurs déjections. Ces oiseaux les tiennent des poissons et autres animaux marins qui leur servent de nourriture, et qui les ont eux-mêmes avalées avec l'eau de mer. Les Diatomées variant d'un guano à l'autre, on peut les utiliser pour fixer la provenance et la qualité du produit qui les renferme, car sa valeur change avec la région qui le fournit [2].

On connaît encore des Diatomées marines dans plusieurs dépôts tertiaires, où elles jouent en moyenne un rôle très secondaire (gaizes et grès landéniens et yprésiens du Nord de la France et de la Belgique) [3], et dans le Crétacé où elles sont rares. En de certaines plages des grès landéniens et yprésiens en

[1] Si l'on voulait tirer toutes les conclusions découlant de l'analyse de ce singulier dépôt, il faudrait admettre, une fois de plus, que des matériaux ont été remaniés au large et entraînés vers la côte.

[2] K. A. Zittel, Traité de paléontologie. Paléophytologie. Trad. Ch. Barrois, 1891, p. 13.

[3] L. Cayeux, Contribution, etc., Pl. IV, fig. 1, et Pl. V, fig. 2.

question, les Diatomées, rassemblées en foule, donnent naissance à de petits amas de diatomite typique (p. 278).

Conclusions. — L'analyse des trois formations à Diatomées marines anciennes qui ont fait l'objet principal de notre étude nous met en présence de trois diatomites très typiques, en tant qu'elles sont très riches en restes de Diatomées et construites sur le modèle des vases à Diatomées d'aujourd'hui, c'est-à-dire qu'elles renferment à la fois des valves entières et une sorte de poussière de frustules morcelées. Tout bien pesé, elles sont même plus typiques que les vases actuelles, car les matériaux étrangers aux Diatomées y tiennent moins de place.

Je ne saurais trop insister sur le fait que les trois formations ont subi des destinées fort différentes : La première est restée une *diatomite typique;* la deuxième est une *diatomite calcifiée* et la troisième une *diatomite phosphatisée.* Cette constatation faite, on est enclin à se demander si, par hasard, les dépôts à Diatomées ne manifesteraient pas une tendance particulière aux métamorphoses minérales.

Le même ordre d'idées appelle une autre observation. En dépit de la profusion et de la diffusion des Diatomées marines, les dépôts caractérisés par ces organismes ne sont nombreux, ni dans la nature actuelle, ni dans les sédiments anciens. Pour ce qui est des dépôts anciens, la pénurie peut tenir, assurément, à la grande imperfection de nos connaissances, mais elle comporte une autre explication possible. Délicates, comme elles le sont, les valves de Diatomées sont plus sujettes que les Radiolaires et spicules d'Éponges à disparaître en grand nombre, sans laisser le moindre vestige. L'étude des meulières des environs de Paris, que nous entreprendrons plus loin, est bien faite pour accréditer cette opinion. Des flores de Diatomées ont pu être anéanties jusqu'au dernier représentant pour engendrer des accidents siliceux ne rappelant en rien une ancienne vase à Diatomées. A mon sens, il serait prématuré de conclure que le rôle dévolu aux Diatomées marines est resté très effacé dans l'élaboration des sédiments anciens.

B. Diatomites lacustres.

On trouve dans la Minéralogie de la France de M. Lacroix ce qu'il importe de savoir sur les diatomites lacustres de France, décrites par lui sous

le nom d'*opale végétale* [1]. Ainsi que le rappelle l'auteur, Fournet [2] signala le premier cette variété de silice à Ceyssat et aux environs de « Randan » (Puy-de-Dôme). A l'analyse, le dépôt lui a donné [3] :

SiO^2	87.20
$Al^2O^3 + Fe^2O^3$	2.00
$CaO + MgO$	traces.
H^2O	10.00
TOTAL (déduction faite de 0.80 de sable)	99.20

Pour Fournet le produit n'est autre que de la *silice gélatineuse* engendrée sous l'influence d'eaux thermales.

En 1856, Dufrénoy [4] fit ressortir l'analogie du gisement de Ceyssat avec celui de Bilin, en Bohême, décrit par Ehrenberg comme amas d'Infusoires. « Il existe, dit-il, des amas de silice pulvérulente qui possèdent la propriété particulière de se dissoudre dans une lessive de potasse caustique et qui sont, en outre, solubles dans les acides. Analysées, ces masses contiennent presque exclusivement de la silice et de l'eau. »

De cette silice, Salvetat [5] a fait le type de la *randanite*, terme que, d'après M. A. Lacroix, il faut écrire *randannite*, du lieu dit Randanne, et non Randan. C'est encore la *ceyssatite* de Gonnard.

« La randannite pure, selon M. A. Lacroix, est terreuse, blanche ou jaunâtre, friable, traçante comme la craie, souvent douce au toucher comme le kaolin; elle se réduit en poudre impalpable sous la pression. . . »

En fait la région la plus riche en vase à Diatomées lacustres actuelles est en même temps la mieux pourvue en gisements de diatomites tertiaires. Les plus nombreux sont groupés dans le Puy-de-Dôme; on en connaît dans l'Ardèche, le Cantal, la Haute-Loire et la Drôme. Ces diatomites d'eau douce de

[1] A. LACROIX, Minéralogie de la France, t. III, 1901, p. 325-328.

[2] J. FOURNET, Notice sur la silice gélatineuse de Ceyssat près de Pont-Gibaud, département du Puy-de-Dôme, et sur son emploi dans les Arts (*Ann. scient.*, t. V, 1832, p. 289-316).

[3] A. LACROIX, *op. cit.*, p. 319.

[4] A. DUFRÉNOY, Traité de Minéralogie, t. II, 1845, p. 113 et 114.

[5] SALVETAT, Note sur un hydrate naturel d'acide silicique venant d'Alger (*Ann. Chim. et Phys.*, 3e S., 1848, p. 348-354).

France s'échelonnent de l'Oligocène au Pleistocène inclus. Celle du Puy-de-Mur (Puy-de-Dôme), d'âge oligocène, fait exception à la règle, en ce qu'elle renferme, en mélange, des espèces d'eau douce, saumâtres et marines.

D'importants dépôts de Diatomées existent à l'étranger, tel celui de la lande de Lunebourg en Hanovre. D'âge pleistocène et subordonné à des formations d'origine glaciaire, il est connu sur 3 kilomètres de long et 1 de large. On l'exploite jusqu'à 20 mètres de profondeur sans en atteindre la base.

Les Diatomées abondent dans la totalité des gisements connus en France. La variété en est si grande que ceux du Tertiaire d'Auvergne, étudiés par le frère Héribault, n'ont pas fourni moins de 1100 espèces.

L'analyse d'un seul exemple suffit pour donner une idée des anciennes vases à Diatomées lacustres.

Diatomite d'Auxillac (Cantal). — Situé à 4 kilomètres de Murat, le gisement d'Auxillac, d'âge pliocène, est le plus important de France et l'un des plus vastes d'Europe. Il s'étend sur plusieurs hectares avec une épaisseur moyenne de 12 mètres. Le produit qu'il fournit à l'industrie est une diatomite blanche ou blanc jaunâtre, de composition très simple. Un échantillon a donné :

SiO^2 (totale)	87.50	
SiO^2 (soluble)		6.90
Al^2O^3	1.22	
Fe^2O^3	0.63	
CaO	0.60	
MgO	0.05	
Na^2O	0.20	
P^2O^5	"	
CO^2	"	
H^2O	9.45	
TOTAL	99.95	

Les éléments du dépôt se séparent dans l'eau avec la plus grande facilité, exception faite pour ceux qui font partie de petits amas submicroscopiques de teinte jaunâtre dont les Diatomées restent groupées en un feutrage très serré. Au premier coup d'œil on ne discerne que des cuirasses de Diatomées, géné-

ralement entières. De très rares spicules de Spongilles, complets ou fragmentaires, se rencontrent dans chaque prise d'essai. On n'observe ni grains de quartz, ni débris calcaires. Quant aux impuretés signalées par l'analyse chimique, je suppose qu'elles sont fixées dans les groupements de Diatomées non dissociées auxquelles elles servent à la fois de lien et de pigment.

Toutes les Diatomées ont gardé leur composition première et il est impossible d'y découvrir la moindre trace de calcédonite.

C'est, en somme, un dépôt pareil aux vases à Diatomées de la région, abstraction faite de la constitution de la flore, et de la pureté inconnue dans les formations à Diatomées qui s'édifient présentement.

Les applications industrielles des silices de Diatomées mettent en valeur quatre propriétés distinctes : légèreté, pouvoir isolant, pouvoir absorbant et pouvoir abrasif. Elles servent notamment à fabriquer des pâtes calorifuges, des briques isolantes, de la dynamite. Celles qui sont destinées à l'absorption doivent être chimiquement pures. La densité des plus légères, après tassement, descend à 0.15 (1 litre par 150 gr.); les plus répandues pèsent 0.3 et 0.4.

Spongo-diatomites.

Entre les roches à base de spicules d'Éponges et les diatomites, il existe un terme de transition dont je ne connais actuellement qu'un seul représentant. Il s'agit d'un dépôt subordonné aux schistes de Menat (Puy-de-Dôme) et, par conséquent, oligocène.

Ces schistes, localisés dans la vallée de la Sioule, où ils occupent une dépression de 1-2 kilomètres, creusée dans les micaschistes, renferment des poissons (*Cyprinus papyraceus*) et une flore, se rapportant à la base de l'Aquitanien d'après de Saporta.

La roche est feuilletée, d'une densité extrêmement faible, et généralement teintée en brun noirâtre par des matières organiques. Calcinée, elle se transforme en un produit analogue d'aspect au tripoli et fournit du « noir animal ».

Sur la constitution des schistes de Menat les avis sont partagés. Suivant les uns, ils sont formés de Diatomées et, suivant les autres, ils en sont dépourvus. La vérité est qu'il faut distinguer pour le moins trois variétés, ce qui

explique les divergences d'opinion des observateurs. Celle que je crois devoir appeler *spongo-diatomite* renferme de nombreux spicules monoaxes, droits ou un peu arqués, invariablement tronçonnés et souvent réduits en petits fragments gisant en tous sens. Ces spicules d'eau douce sont accompagnés de frustules de Diatomées en beaucoup plus grand nombre. Vues par la face valvaire, les Diatomées en question se présentent sous la forme d'un disque plat et lisse, d'un diamètre un peu supérieur à celui des spicules. Le groupe des *Melosira* est très prédominant. On peut dire que le schiste de Menat qui réalise ce type en est pétri.

Les spicules et carapaces de Diatomées sont agglutinés par un ciment d'opale, indifférenciée ou manifestant une tendance à se découper en globules. Organismes et ciment, tout est isotrope.

Il est clair que la roche en question résulte de la consolidation d'une vase à Diatomées et à spicules dominants, en tout point semblable à celles qui s'accumulent aujourd'hui dans certains lacs du Canada[1] (p. 255).

Par sa constitution le schiste de Menat se tient à cheval sur les diatomites et les spongolithes, mais avec des affinités plus grandes pour les terres à Diatomées que pour les roches essentiellement formées de spicules d'Éponges. On peut, à la rigueur, en faire une diatomite à spicules d'Éponges. La proportion de ceux-ci est tellement élevée qu'il me paraît préférable de désigner la roche par un nom composé qui en fixe d'emblée le trait fondamental. D'où le terme de *spongo-diatomite* proposé pour la désigner.

CONCLUSIONS.

Trois faits principaux ressortent de l'étude des diatomites typiques :

1. Dans l'état présent de nos connaissances, les diatomites sont loin d'avoir la distribution dans le temps des spongolithes et des radiolarites, car leur existence est inconnue avant l'époque tertiaire. Cette constatation laisse hors de cause la distribution des Diatomées jouant le rôle d'éléments rares ou accessoires dans les dépôts anciens.

[1] A. H. Mackay, *op. cit.*, p. 561-562.

2. A première vue, les diatomites ne sont jamais le point de départ de phénomènes de concentration de la silice, comme les roches à spicules d'Éponges. Par exemple, les terres à Infusoires du Massif central, caractérisées par une extrême porosité qui laisse circuler les eaux d'infiltration avec la plus grande facilité, sont dépourvues de produits de différenciation correspondant aux silex de la craie et aux cherts des roches siliceuses. Leur silice organique est-elle éliminée en grand (phosphates de Gafsa et calcaires à Diatomées du Japon), sa destinée est inconnue. On peut se demander si les phénomènes de substitution dont ces dépôts ont été le siège ne datent pas de la sédimentation même. En ce cas, le départ complet de la silice, en l'absence de concentrations, pourrait se concevoir sans difficultés.

L'histoire des meulières des environs de Paris nous apprendra bientôt qu'il y a des exceptions à la règle, en ce sens que des vases à Diatomées lacustres peuvent être le point de départ d'importantes ségrégations réalisant plus ou moins le facies des silex.

Si l'on ignore ce que devient la silice éliminée en grande masse de certaines diatomites, on ne sait pas davantage d'où vient la silice du ciment des diatomites plus ou moins consolidées. Aucun vide marquant la place de valves dissoutes *in situ* ne peut faire supposer, en effet, que ces roches ont été pour elles-mêmes une source de silice. J'incline à croire, mais sans pouvoir faire intervenir un seul indice favorable, que la silice qui fait l'office de gangue date de l'origine du dépôt ou peu s'en faut.

3. Dans toutes les formations analysées, il est impossible d'observer un seul exemple de transformation de l'opale des frustules en calcédonite. Il faut renoncer à expliquer ce trait fondamental des diatomites par l'âge relativement récent des dépôts, car des roches à Spongiaires très postérieures à l'Éogène ont vu leurs spicules engendrer de la calcédonite à grande échelle.

TROISIÈME PARTIE.

ROCHES SILICEUSES
D'ORIGINE ESSENTIELLEMENT CHIMIQUE.

Pas plus que les deux premiers groupes, celui des roches siliceuses d'origine essentiellement chimique ne répond à une entité proprement dite. Les deux domaines des roches siliceuses d'origine organique et chimique s'enchevêtrent de façon tellement intime que toute tentative de les séparer radicalement serait vouée à l'insuccès. Aussi est-il impossible de traiter de la genèse des roches siliceuses, à base d'organismes, sans faire intervenir à chaque instant l'activité chimique, comme il est impossible de résoudre le problème des roches siliceuses d'origine chimique sans faire appel à l'activité organique. Au fond, le problème de la migration de la silice organique et des épigénies qu'elle détermine dans les roches qui vont être étudiées, se pose déjà, non seulement pour les dépôts essentiellement formés d'organismes siliceux, mais pour une partie des roches clastiques à gangue plus ou moins siliceuse. Pour tout dire, il se pose avec plus d'ampleur et de généralité dans les roches que nous allons analyser, mais, du point de vue qualitatif, les métamorphoses sont du même ordre. On peut ajouter que la totalité de la silice qui s'est fixée chimiquement dans le précédent groupe procède d'organismes, et que ce sont presque toujours des organismes qui élaborent, les premiers, la silice des roches d'origine chimique. Dans ces conditions, rien ne s'oppose, à première vue, à la fusion des deux divisions en une seule.

De fait, entre les deux types de dépôts envisagés dans leurs grandes lignes, il existe deux différences d'importance capitale, lesquelles justifient pleinement la distinction de deux groupes.

1. Les roches de la précédente catégorie, qui procèdent avant tout d'organismes, ont gardé la marque indélébile de leur origine, c'est-à-dire qu'elles

renferment encore tout ou partie de ces organismes, ce qui est leur caractéristique fondamentale. Par contre, celles que nous allons analyser, bien qu'étant redevables de leur silice aux mêmes organismes, sont par excellence des produits de substitution, dans lesquels l'organisme générateur est absent, ou ne joue qu'un rôle négligeable. Dans les premières, l'activité chimique n'intervient guère que pour transformer le ciment primordial, alors que les secondes sont l'œuvre d'une activité chimique souvent exclusive, qui a son point de départ, comme la précédente, dans une activité organique.

2. Les roches siliceuses d'origine organique ne dépendent que d'elles-mêmes, si l'on peut dire, de sorte qu'en règle générale, pas n'est besoin de faire intervenir d'autres dépôts pour en expliquer la formation. Tout au contraire, les roches siliceuses d'origine chimique sont placées sous la dépendance de dépôts qui les conditionnent et les expliquent. En définitive, elles jouent le rôle d'*accidents siliceux* engendrés par une silice remise en mouvement, au sein de formations qui ne sont pas essentiellement siliceuses. Autrement dit, elles ne doivent jamais être confondues avec des *sédiments siliceux*.

De là, une différence profonde dans les roches siliceuses d'origine essentiellement organique et les roches siliceuses d'origine chimique, différence justifiant, en définitive, la distinction des trois groupes établis.

Manières d'être des roches d'origine chimique. — Observées dans le milieu même qui leur a donné naissance, ces roches affectent cinq manières d'être différentes, et jamais plus : elles forment des *rognons* (nodules, concrétions), des *lits* stratifiés, des *veines* obliques à la stratification, des *amas* et de *grandes masses*.

Essai de classification. — Tels qu'on les connaît aujourd'hui, ces accidents siliceux constituent un ensemble chaotique, qui soulève d'insurmontables difficultés quand on se donne pour tâche d'y mettre de l'ordre. Il n'est pas inutile de rappeler que dans les tentatives de classification auxquelles je me suis arrêté jusqu'ici, bien plus pour les besoins de notre étude que dans le dessein de jeter les bases d'une classification générale, il a été fait appel successivement aux arguments minéralogique et paléontologique. Les roches détritiques ont été classées, en effet, à la lumière de différences minéralogiques, alors que les roches d'origine organique l'ont été d'après la nature

des éléments organiques prépondérants. Or, rien de pareil n'est possible, dans l'espèce. La considération des différents états de la silice ne fournit pas le moindre élément de classification d'ensemble, et ce ne sont pas les organismes situés dans le milieu primitif, et généralement détruits, qui peuvent différencier les accidents lithologiques en vue. La carence des données chimiques est tout aussi complète. Pour classer méthodiquement ces roches, c'est-à-dire pour les enchaîner par un lien qui ne soit point artificiel, il faut donc recourir à d'autres données.

Les roches siliceuses d'origine chimique étant invariablement placées sous la dépendance d'autres dépôts, on peut se demander si, d'aventure, elles ne reflètent pas, dans une certaine mesure, les différences des milieux qui les

CLASSIFICATION DES ACCIDENTS SILICEUX EN FONCTION DU MILIEU GÉNÉRATEUR.

NATURE MINÉRALE du MILIEU GÉNÉRATEUR.	NATURE DES EAUX du MILIEU GÉNÉRATEUR.	TERMINOLOGIE DES AUTEURS.	TERMINOLOGIE PROPOSÉE.
Milieu siliceux....	Milieu marin.....	Silice globulaire.....	*Silice globulaire.*
		Chert.....	*Chert.*
Milieu calcaire....	Milieu marin.....	Silex.....	*Silex.*
		Chaille.....	*Chaille.*
		Phtanite, chert.....	*Silexite.*
	Milieu lagunaire ou lacustre.....	Silex des caillasses du calcaire grossier (*pars*).....	*Silex, quartzolithe, gaize, spongolithe, chert.*
		Silex du calcaire de Saint-Ouen (*pars*).	*Silex, quartzolithe.*
		Silex du calcaire blanc de l'Agenais..	*Opalite* (*Opale résinite, opale résinite quartzineuse*).
		Travertin siliceux de Champigny....	*Meulière.*
		Meulière.....	*Meulière* (*Meulière-quartzolithe, meulière-silex*).
Milieu marneux et argileux.....	Milieu lagunaire..	Silex ménilite.....	*Opale* (*Opale ménilite*).
Milieu sulfaté.....	Milieu lagunaire..	Silex nectique.....	*Opalite* (*Opale nectique*).
		Silex purbeckien.....	*Quartzolithe à étoilements de quartz, quartzinite.*
		Silex des gypses lutétiens et bartoniens.....	*Quartzinite.*
		Silex du gypse ludien.....	*Quartzinite.*

ont engendrées. A la vérité, ces roches sont profondément affectées dans leurs manières d'être par la nature des dépôts dont elles sont tributaires. Bref, une concrétion siliceuse qui prend naissance dans un sédiment calcaire diffère d'une autre concrétion qui s'individualise dans un dépôt siliceux, aux dépens des mêmes organismes. D'où l'idée, qui s'est révélée très féconde à l'usage, de grouper tous les accidents siliceux en catégories dont chacune correspond à un milieu générateur distinct. Ce qui revient à dire que ces accidents seront classés, non d'après ce qu'ils sont aujourd'hui, mais d'après leurs *roches-mères*.

Sous l'empire de ce principe directeur, j'ai groupé et ordonné les roches siliceuses d'origine chimique conformément au tableau de la page précédente.

CHAPITRE VI.

ACCIDENTS SILICEUX EN MILIEU SILICEUX.

J'ai réuni sous cette première rubrique deux dépôts très différents d'aspect, l'un et l'autre engendrés aux dépens d'une formation siliceuse, le premier resté meuble, et l'autre constituant, au contraire, des rognons extrêmement durs. Au premier, je réserve le nom de *silice pulvérulente*, et au second, celui de *chert*, en donnant à ce terme le sens étroitement défini qu'il a perdu depuis longtemps dans le langage courant. Tous deux servent de traits d'union entre les roches siliceuses d'origine organique et les roches siliceuses d'origine chimique.

1. Silice pulvérulente.

(Pl. XXIII, fig. 86.)

Je désigne sous ce nom un produit subordonné à l'argile à silex du Sud du Bassin de Paris. A. Brongniart est à peu près le seul qui en ait entrevu la nature, au siècle dernier. Le *silex pulvérulent* — c'est ainsi qu'il le désigne en 1827 — se présente « sous la forme d'une poussière blanche ou grise, rude au toucher, dure au point de rayer l'acier », développée, tantôt en petite quantité dans la cavité des silex pyromaques sphéroïdaux, tantôt en dépôt assez considérable dans les terrains calcaires. A. Brongniart note, en outre, que le « silex pulvérulent » a été observé dans les environs de Vierzon et qu'il a fourni à l'analyse 97 p. 100 de silice, 2 p. 100 d'alumine et 1 p. 100 de fer[1].

En 1900 et 1901, M. de Grossouvre a signalé l'existence de cette même silice en différents points du Cher et de l'Yonne, et, notamment, aux environs de Vierzon, où elle est exploitée depuis longtemps pour la fabrication des cazettes des porcelainiers. Ailleurs, près de Mennetou-sur-Cher, elle est

[1] A. Brongniart, Silex (*Dict. des Sc. nat.*, t. 49, 1827, p. 146).

extraite pour entrer dans la composition des pâtes céramiques. En se fondant sur la composition minérale et chimique du complexe qui renferme cette silice, M. de Grossouvre a estimé qu'on le désignait à tort sous le nom d'argile à silex et proposé de l'appeler *vierzonite à silex*[1].

En 1901, A. Peron a signalé dans la Puisaye une « pierre blanche, farineuse, très légère, composée très souvent de silice pulvérulente », improprement désignée sous le nom de kaolin, et qu'il attribue à la gaize cénomanienne. L'auteur s'est demandé si la vierzonite n'est pas également cénomanienne, mais l'examen des échantillons de Peron par M. de Grossouvre s'oppose à cette assimilation.

La même année, M. A. Lacroix a fait remarquer que le terme vierzonite avait été employé antérieurement pour nommer une ocre des environs de Vierzon[2]. C'est alors que St. Meunier a proposé d'y substituer celui de *grossouvréite*, synonyme pour lui d'*opale farineuse sédimentaire*[3].

Il ressort très clairement d'une note de M. Randoin que cette opale n'est autre chose qu'une variété de silice très connue et banale, subordonnée au complexe de l'argile à silex, conformément à l'opinion de M. de Grossouvre. Pour tout dire, il faut ajouter que sous forme de globules libres, la silice en question peut être subordonnée accidentellement à la gaize, ainsi que l'a reconnu Peron[4].

Les manières d'être de l'argile à silex dans le Bassin de Paris. — En de nombreux points du Bassin de Paris, principalement à l'Ouest et au Sud-Ouest, la craie est surmontée d'un résidu de décalcification auquel on a donné le nom d'argile à silex, sans tenir compte de ses modalités. Entre autres questions soulevées par ce dépôt, il en est deux qui s'imposent plus spécialement à l'attention : 1° D'où vient que l'argile à silex ne commence à prendre de l'importance qu'à l'Ouest d'un certain méridien, et qu'elle

[1] A. de Grossouvre, Sur l'argile à silex des environs de Vierzon (*B. S. G. Fr.*, 3° S., t. 28, 1900, p. 809-812).

Ibid., Nouvelles observations sur le terrain à silex au Sud-Ouest du Bassin de Paris (*B. S. G. Fr.*, 4° S., t. I, 1901, p. 431-432).

[2] A. Lacroix, Minéralogie de la France, t. III, 1901, p. 330.

[3] Stanislas Meunier, Origine de l'opale farineuse sédimentaire (*B. S. G. Fr.*, 4° S., t. II, 1902, p. 250-253).

[4] A. Randoin, Contribution à l'étude de la silice globulaire représentant l'argile à silex au Sud du Bassin de Paris (*C. R. Ac. Sc.*, t. 172, 1921, p. 1046-1049).

soit absente ou rare sur de grands espaces à l'Est ? 2° Pourquoi présente-t-elle un facies spécial dans la partie méridionale du Bassin ?

S'agit-il de l'argile à silex recouvrant la craie blanche proprement dite, il me paraît que ses variations de puissance sont en rapport avec un changement de constitution de la craie. Au Nord-Ouest et à l'Ouest, où ladite argile s'épanouit sur de grandes surfaces avec des épaisseurs de 10 mètres et plus, la craie, toujours moins fine, est invariablement chargée de Bryozoaires. Je crois pouvoir conclure de mes observations à ce sujet que *l'aire de plus grand développement de l'argile à silex typique se confond avec l'aire de plus grande fréquence des Bryozoaires.* La présence de ces organismes, en grand nombre, a pour résultat de changer le grain de la craie, de le rendre plus grossier, et partant de faciliter la circulation des eaux météoriques et, finalement, la dissolution de la craie.

Telle qu'elle a été figurée sur la carte géologique, l'argile à silex se développe avec deux facies extrêmement différents d'aspect : une argile à silex typique, toujours ferrugineuse et manganésée, empâtant une foule de silex proprement dits, et un complexe, foncièrement distinct du précédent en ce qu'il n'est que peu ferrugineux et manganésé, et qu'il renferme, avec une quantité variable de matière argileuse, une forte proportion de silice pulvérulente et des rognons siliceux qui ne sont plus des silex à proprement parler. Le second facies se développe, à l'exclusion du premier, à partir du Sud-Ouest et sur toute la bordure du Massif central.

Caractères de l'argile à silex de la partie méridionale du Bassin. — M. de Grossouvre a défini l'argile à silex des environs de Vierzon « une matière blanche pulvérulente au milieu de laquelle sont isolés des silex en nodules, tantôt de forme ovoïde, tantôt plus ou moins allongés en plaques tabulaires à surface irrégulière ». Les nodules s'alignent en cordons horizontaux au milieu de la terre blanche et l'on peut constater qu'ils ont conservé la même disposition qu'au milieu des dépôts non convertis en argile à silex. Ce n'est là qu'une des façons d'être de la formation, et la moins caractéristique.

Dans l'Indre, par exemple, à Gehée et Baudres, il existe, ainsi que l'a signalé M. Randoin, des amas de silice formant des lentilles ou remplissant des poches. Des Spongiaires silicifiés et des « silex » en nombre relativement faible sont disséminés dans la masse.

En Indre-et-Loire, à Saint-Quentin, au Nord de Loches, où la formation est très puissante, elle montre un assemblage chaotique d'argile blanche siliceuse, de roches siliceuses entières ou brisées, de *cherts* et d'innombrables Spongiaires complets ou fragmentaires, où il est impossible de noter le moindre classement. Dans les nombreux gisements que j'ai observés, il est de règle que les matériaux constituants soient groupés en désordre, et c'est évidemment le cas général pour tout le domaine des silices pulvérulentes. Par leurs variations de forme et de volume, non moins que par leur degré de fréquence et de concentration, les rognons siliceux sont de tous les éléments ceux qui contribuent le plus à changer la physionomie du dépôt.

Composition chimique. — J'ai dit plus haut que l'analyse du « silex pulvérulent » de Vierzon, donnée par A. Brongniart, accusait une teneur de 2 p. 100 d'alumine pour 97 p. 100 de silice. Cette composition est tellement exceptionnelle qu'on est fondé à se demander si le produit n'a pas été lavé avant d'être analysé. D'après M. de Grossouvre, l'argile à silex de Vierzon renferme une proportion d'alumine toujours inférieure à celle qui existe normalement dans les argiles proprement dites. Dans celles-ci, fait remarquer l'auteur, la proportion d'alumine n'est que de 15 p. 100 et peut tomber à 9, tandis que celle de la silice est de 70 et s'élève même jusqu'à 80. Et M. de Grossouvre de conclure que le dépôt doit être considéré comme une *terre siliceuse* et non comme une argile. C'est à cette terre qu'il a donné le nom de vierzonite.

En réalité, la composition du produit est sujette à d'assez grandes variations et la teneur en alumine est loin d'être limitée à 15 p. 100. Deux analyses de l'argile à silex de la région de Langeais, faites au Conservatoire national des Arts et Métiers, ont donné :

Silice totale	59.10	66.55
Alumine	26.70	21.10
Sesquioxyde de fer	1.85	1.90
Chaux	0.55	0.05
Magnésie	0.25	0.25
Acide sulfurique	1.20	0.05
Perte au feu	10.10	9.90
Non dosé et pertes	0.25	0.20
TOTAL	100.00	100.00

Deux autres analyses d'argiles à silex prélevées dans la région de Chambourg (Saint-Quentin), au Nord de Loches, l'une relative au tout-venant, débarrassé des plus gros éléments (I), et l'autre aux parties fines (II), ont donné les résultats suivants :

	I.		II.	
SiO^2 (totale)	66.15		61.15	
SiO^2 (soluble)		1.10		2.00
Al^2O^3	22.49		26.45	
Fe^2O^3	1.11		1.35	
CaO	0.25		"	
MgO	"		0.50	
K^2O	"		"	
Na^2O	"		"	
TiO^2	0.50		0.40	
P^2O^5	"		"	
CO^2	"		"	
H^2O	9.15		10.90	
TOTAL	99.65		100.75	

Les teneurs en alumine, rapportées à une argile, telle que l'halloysite, qui renferme de 35 à 40 p. 100 de Al^2O^3, justifient — dans une certaine mesure — la dénomination d'argile à silex, tout au moins pour le gisement de Langeais et pour tous ceux que j'ai étudiés. En Indre-et-Loire, par exemple, des teneurs en argile du même ordre de grandeur ont été constatées dans le produit tamisé, et, par conséquent, débarrassé des grains siliceux et Spongiaires.

Analyse micrographique. — La « terre siliceuse » de Vierzon, d'après M. de Grossouvre, serait constituée par des granules mesurant environ 1/100 de millimètre. Selon M. A. Lacroix, l'opale de la Brenne (Indre) est formée de « petits grains, parfois régulièrement sphériques, offrant une structure parfois concrétionnée. Les grains ont de 10 à 12 μ de diamètre et sont eux-mêmes constitués par des granulations ayant en moyenne 0 μ 8 »[1].

Dans une note relative à la silice globulaire de l'argile à silex au Sud du

[1] A. LACROIX, *op. cit.*, t. 3, p. 329.

Bassin de Paris, M. Randoin a fixé les caractères de la silice pulvérulente de divers gisements de l'Indre. Ses observations viendront à leur place dans la description qui va suivre.

Pour résoudre le problème de la silice pulvérulente, lequel se confond avec celui de l'argile à silex du Sud du Bassin, il faut considérer le complexe dans son entier et analyser successivement les parties meubles du dépôt, puis les parties cohérentes, c'est-à-dire les éléments rocheux qui le diversifient.

Parties meubles. — Elles se résolvent en silice globulaire, accompagnée d'une série de matériaux appelés à jouer des rôles très variables.

Dans les gisements de l'Indre analysés par M. Randoin, le produit pulvérulent se montre formé d'opale, de quelques minéraux et spicules d'Éponges. « L'opale est à l'état de globules aux formes plus ou moins régulières. Les uns, et c'est la minorité, sont sphériques, à contours nets, et sont isolés ou groupés en amas mûriformes; leur taille va de 8 μ à 12 μ. » Au milieu de la masse, il existe quelques minéraux microscopiques : *quartz* en éléments généralement très petits et nombreux; *glauconie,* le plus souvent en grains informes, quelquefois remplissant le canal de spicules; *zircon, anatase* et *muscovite.* Les spicules d'Éponges y sont rares, en moyenne, représentés le plus souvent par des tronçons de formes monoaxes. Plusieurs analyses de ce produit, en partant de prises d'essai fournies par les échantillons les plus purs, n'ont donné que 5 à 6 p. 100 d'alumine[1].

De longues recherches seraient nécessaires pour fixer le type moyen du dépôt. Peut-être y-a-t-il des facies régionaux, opinion que paraît justifier *à priori* la conclusion formulée plus loin. En tout cas, il existe des argiles à silex du Sud du Bassin différant beaucoup de la précédente. Telle est celle de la région de Chambourg, en Indre-et-Loire, qui a fourni jusqu'à 26 p. 100 d'alumine.

Une pincée de la poudre de ce dépôt montre sous le microscope :

1. Une infinité de globules d'opale, plus ou moins réguliers, libres ou groupés par deux, trois et davantage, et constituant alors des amas framboisés pareils à ceux des gaizes et cherts. Leur diamètre oscille entre 3 et 26 μ,

[1] A. Randoin, *op. cit.*, p. 1048.

la très grande majorité mesurant seulement quelques μ. En général, ces corpuscules sont homogènes et, par conséquent, non nucléés.

2. Un grand nombre d'éléments moins exigus, comprenant de petits amas d'opale, morphologiquement indifférenciés, de rares grains de quartz et beaucoup de débris de Spongiaires, sous la forme de spicules très fragmentaires et de microsclères en forte proportion. Tous les représentants d'Éponges ont invariablement leurs contours très rongés.

3. Des particules mesurant au plus 1 μ, et souvent beaucoup plus petites, dans lesquelles on reconnaît encore des granulations d'opale de forme quelconque, et une sorte de poussière ultra-fine, réagissant faiblement sur la lumière polarisée, relevant probablement de la matière argileuse.

Un lavage du tout-venant permet de fractionner le dépôt en trois lots : le premier réunissant les matériaux les plus volumineux (rognons siliceux, Spongiaires, etc.); le deuxième constitué par une sorte de sable, et, le troisième, par l'ensemble des parties les plus fines, matière argileuse comprise.

Le deuxième lot se résout en une masse de spicules calcédonieux, accompagnés de nombreux grains de quartz.

Le troisième comprend toute la silice plus ou moins globulaire, les menus débris de Spongiaires et l'argile. Par un lavage minutieux, il est possible d'extraire celle-ci en compagnie d'une certaine quantité de globules; on peut alors s'assurer qu'elle agit tout entière sur la lumière polarisée. Dans les produits de décantation prolongée en eau tranquille, la matière argileuse constitue une sorte de trame, légèrement teintée, englobant des globules siliceux. En lumière blanche, elle se montre indifférenciée et sans trace d'éléments qu'on puisse rapporter à de la kaolinite. Pour le moment, elle reste spécifiquement indéterminée. Le minéral est titanifère de par la présence de nombreuses inclusions de rutile capillaire.

De la *leverrierite* est visible, non au sein des parties les plus fines, mais dans les prises d'essai du tout-venant où elle joue un rôle des plus accessoires.

Dans le dépôt très hétérogène qu'est l'argile à silex en question, il existe d'importantes concentrations de spicules formant de véritable amas. Au microscope, elles se décomposent en d'innombrables spicules calcédonieux de grande taille, beaucoup moins tronçonnés que d'ordinaire, souvent complets, comprenant des formes monoaxes, tétraradiées et des spicules de *Lithi-*

stidae, le tout représentant une faune très riche, tant par le nombre que par la variété.

Parties cohérentes. — L'argile à silex de la région de Chambourg renferme, en outre, des matériaux rocheux de toute taille, voire même de véritables blocs siliceux, gisant pêle-mêle, sans la moindre trace d'ordonnance. Teintés en gris blanc, ou franchement blancs, ils montrent sur la cassure un fond grenu et mat, d'où se détachent, soit des sections calcédonieuses de Spongiaires reconnaissables, soit des noyaux à cassure très fine, dépourvus de grains, dont on ne peut dire qu'une chose à l'œil nu, c'est qu'ils revêtent l'aspect de cherts. Tantôt ces noyaux sont ternes comme la gangue; tantôt, ils passent à des parties translucides où l'on devine la présence de la calcédonite; tantôt, enfin, une proportion variable de silice d'aspect corné intervient dans la constitution des éléments. De rognons siliceux à facies de silex il n'en existe pas, et tous les matériaux de grande taille rassemblés dans le dépôt évoquent au premier examen l'idée de gaizes particulièrement siliceuses, de spongolithes, de cherts et d'Éponges. Les deux premiers types sont très étroitement associés et fréquemment réunis dans l'étendue restreinte de chaque préparation. Mais il est des échantillons entiers qui réalisent le facies de gaizes, particulièrement riches en spicules d'Éponges.

Rares sont les coupes minces pratiquées dans les parties cohérentes en question qui ne renferment pas d'organismes calcaires entièrement silicifiés. De nature variée, ces organismes comprennent des Foraminifères de grande taille à test parfois très épais, des plaques d'Oursins avec vestiges de réseaux, au nombre de plusieurs par coupe mince, des Bryozoaires parfois fréquents, en débris de colonies de toutes tailles, et, par exception, des fragments de test de Brachiopodes. Quoique pétries de restes de Spongiaires, ces parties cohérentes étaient donc à l'origine plus ou moins calcarifères par leurs organismes.

Bien qu'une étude micrographique des matériaux cherteux ne soit nullement à sa place ici, je crois utile de noter qu'un très rapide coup d'œil sur les sections minces les différencie de celles des silex proprement dits, ne fût-ce que par la texture globulaire qu'y revêt la silice amorphe. Un échantillon tiré de la vierzonite de Langon (Loir-et-Cher) m'a fourni l'un des accidents cherteux des plus remarquables, au point de vue de la structure globulaire de l'opale (Pl. XXIII, fig. 86).

Conclusions. — Cette composition minéralogique et organique est pareille à celle du Campanien siliceux de Saint-Avertin[1], lequel fait également une place aux Bryozoaires silicifiés, et du Campanien de Langeais, beaucoup plus riche en spicules et dépourvu de Bryozoaires[2], ces deux formations réalisant le type *gaize à Bryozoaires* (Saint-Avertin) et le type *spongolithe* (Langeais).

Il n'est point nécessaire de chercher beaucoup pour trouver des accidents siliceux permettant de faire un pas de plus dans la voie de la solution. De Chenonceaux, je possède des rognons cherteux fournis par une « craie » non décalcifiée, comprenant de grandes plagse très chargées de calcaire et remplies de spicules d'Éponges. Toute la masse est comme imprégnée de silice, ou pour mieux dire, elle est en voie de silicification. Partout, il y a de la silice plus ou moins différenciée en globules. Tantôt, c'est le calcaire, tantôt, c'est l'opale qui l'emporte. Des plages sont transformées en calcédonite et en opale globulaire parfaitement caractérisée, c'est-à-dire en chert. Qu'on imagine un pareil ensemble soumis à une décalcification complète, il en résultera la mise en liberté d'innombrables spicules, de globules, d'amas de globules plus ou moins fondus les uns dans les autres et de parties cherteuses, c'est-à-dire d'un produit que rien d'essentiel ne sépare de l'argile à silex observée en maints endroits au Sud et au Sud-Ouest du Bassin.

Ces constatations sont de nature à faire supposer que l'argile à silex du Sud du Bassin résulte bien, comme on l'admet généralement, d'un phénomène de décalcification.

Dans l'état présent des connaissances, il est impossible de fixer l'âge très exact des dépôts qui ont été mis à contribution. Seule, la paléontologie peut nous donner la solution intégrale du problème. A ce sujet, je puis dire que l'argile à silex des environs de Saint-Avertin renferme des fossiles qui impliquent une intervention des calcaires santoniens et rien de plus. A coup sûr, le Campanien figure au premier rang dans la formation-mère de l'argile à silex du Sud du Bassin. Peut-être est-elle le produit de toute une série compréhensive descendant jusqu'au Turonien (tuffeau), voire même jusqu'à la partie supérieure du Cénomanien. Quelle que soit l'extension du complexe dans le temps, c'est

[1] L. Cayeux, Contribution, etc., p. 350.
[2] *Ibid., op. cit.*, p. 340.

toujours un ensemble d'assises à *cherts* et non à *silex* qu'il faut mettre en cause, c'est-à-dire un complexe particulièrement riche en spicules d'Éponges à l'origine. L'intervention de tout ou partie de cet ensemble et les variations que chacun des termes peut présenter dans l'espace expliquent sans doute la diversité des produits groupés sous le même vocable.

L'objection que M. de Grossouvre a élevée contre l'opinion courante, qui fait de toutes nos argiles à silex du Bassin de Paris des produits de décalcification, ne saurait prévaloir contre les faits décisifs observés. M. de Grossouvre se refuse à admettre que l'action dissolvante de l'eau puisse s'exercer de préférence sur le carbonate de chaux plus facile à attaquer, en laissant intacte la silice « même la silice soluble renfermée dans la roche crétacée ». Or, en partant de roches comme les rognons cherteux de Chenonceaux, on peut démontrer expérimentalement que la dissolution du carbonate de chaux laisse comme résidu des globules de silice et des spicules. Il suffit qu'il y ait une différence de solubilité entre les éléments en présence pour que les dissolvants très peu actifs détruisent les uns et respectent les autres. Dans le cas envisagé, tous les spicules d'Éponges portent l'empreinte d'une action corrosive très prononcée, preuve que les eaux météoriques chargées d'acide carbonique les ont attaqués. Rappellerai-je ici le cas des calcaires dolomitiques qui, formés de deux éléments solubles, mais inégalement solubles, s'appauvrissent peu à peu en carbonate de chaux et deviennent de plus en plus dolomitiques? On ne peut donc pas dire avec M. de Grossouvre que « la composition de ce terrain — l'argile à silex du Sud du Bassin — est absolument inconciliable avec le mode d'action des agents atmosphériques auquel on attribue son origine »[1]. Bref, je crois devoir conclure que toute l'argile à silex du Bassin de Paris se réclame d'un seul et même processus de formation, lequel a pour agent exclusif l'eau de pluie chargée d'acide carbonique.

Quant au facteur pureté dont M. de Grossouvre a également tiré objection contre la théorie de la décalcification, il n'a rien qui puisse la mettre en échec. Sous sa forme ordinaire, l'argile à silex peut être définie une ancienne craie à silex dépouillée de son calcaire, et réduite à ses éléments insolubles, ou moins solubles que le carbonate de chaux. Or, dans toute craie, si pure soit-elle, il y a, outre la matière argileuse, des composés ferrugineux et de l'oxyde de

[1] A. de Grossouvre, *op. cit.*, p. 811.

manganèse, pour ne citer que les éléments les plus intéressants à notre point de vue. Dans les conditions tenues pour normales, à tort sans doute, l'argile à silex est une argile ferrugineuse et manganésée et, par conséquent, teintée en brun ou brun noirâtre. Dans le Sud du Bassin ces matières sont éliminées en presque totalité; de là, une grande différence d'aspect et de propriétés entre les deux produits. Dès l'instant que la chaux s'en va à l'état de bicarbonate, sous l'influence des eaux météoriques, on peut s'étonner que le fer et le manganèse ne suivent pas la même voie, combinés à l'acide carbonique. C'est ce qui a dû se passer dans le Sud du Bassin, où le fer n'a d'ailleurs pas été éliminé en totalité. Au fond, l'argile à silex décolorée s'explique plus aisément que l'argile à silex ferrugineuse et manganésée, et c'est elle qui, au point de vue de la couleur, me paraît réaliser le type normal. Il importe d'ajouter que l'argile à silex de la partie septentrionale du Bassin se montre accidentellement teintée en blanc. St. Meunier, qui s'est prononcé catégoriquement en faveur de la théorie de la décalcification, note qu'il existe de nombreuses localités où l'argile à silex parfaitement caractérisée se présente avec une blancheur éclatante et donne par la cuisson un produit tout à fait blanc. Il signale qu'une semblable *terre de pipe*, dérivant de la craie par décalcification, se rencontre à Prépotin, près de Mortagne[1].

Tout en faisant ressortir les différences qui séparent l'argile à silex du Nord de celle de l'Indre, M. Randoin a montré qu'on ne pouvait les séparer quant à leur genèse, et c'est la vérité; et, fort justement, il a conclu que les craies, qui sont le point de départ des argiles à silex et des silices de l'Indre, différaient de celles du Nord en ce qu'elles étaient très riches en spicules.

On peut généraliser la conclusion et dire que si l'argile à silex du Nord et l'argile à silex du Sud sont profondément dissemblables, c'est tout simplement parce qu'elles proviennent de formations-mères radicalement différentes. *Celle du Sud dérive de gaizes, de spongolithes calcarifères, de craies riches en spicules d'Éponges, en Spongiaires et cherts, et renfermant peut-être des accumulations de spicules non consolidés.* La dissolution de la calcite, non silicifiée, a libéré d'innombrables sphérules d'opale, des spicules, etc. Et selon toutes probabilités, le phénomène de la décalcification a été le point de départ d'une nouvelle et importante génération de silice, qui a engendré des globules et silicifié maints organismes calcaires. Elle a été, en

[1] St. Meunier, Origine de l'argile à silex (*B. S. G. Fr.*, 4e S., t. I, 1901, p. 197-198).

tout cas, le point de départ de la consolidation accidentelle de certaines parties du dépôt, constituant des sortes de conglomérats, connus sous le nom de *perrons*, etc. On ne peut songer à faire le départ, dans l'argile à silex en question, de toute la silice globulaire préexistant à la décalcification et de celle qui a été élaborée au cours du phénomène, mais il n'y a pas de raison de supposer que le complexe mis à contribution n'ait pas fourni à lui seul la totalité de la silice incorporée à l'argile à silex par décalcification.

Pour désigner correctement la formation dite de l'argile à silex de la partie méridionale du Bassin de Paris, en s'éloignant le moins possible de l'ancienne dénomination, il faudrait l'appeler, suivant les cas : *argile siliceuse à cherts* ou *silice argileuse à cherts*. J'estime, en effet, qu'il y a lieu de mettre en évidence l'élément argileux, soit qu'il prédomine, soit qu'il vienne à l'arrière-plan.

En raisonnant, comme il l'a fait, sur les teneurs en alumine des argiles à silex du Bassin de Paris, M. de Grossouvre a comparé des choses qui ne sont pas comparables. Dans l'argile à silex de la partie septentrionale du Bassin, toute la silice libérée est concentrée dans les nodules et le produit se décompose en silex et argile. Au contraire, dans la région méridionale, le phénomène de décalcification a libéré des cherts, de la silice pulvérulente et de l'argile. Dans ces conditions, la mise en parallèle de la matière argileuse de l'argile à silex du Nord avec la totalité des parties fines de l'argile à silex du Sud conduit fatalement à une conclusion erronée. En bonne logique, il faut doser le tout de part et d'autre, et comparer les résultats. L'opération reste à faire.

En ce qui concerne la *silice pulvéralente*, qui est l'objet principal de notre étude, elle ne représente, en général, qu'une partie de l'ensemble considéré comme le pendant de l'argile à silex du Nord. Il nous semble inutile de la désigner sous les noms de vierzonite et de grossouvréite, dès l'instant qu'il s'agit d'une matière banale dans les gaizes, spongolithes et cherts, identifiée depuis longtemps, se confondant avec l'opale et n'ayant de spécial que sa différenciation morphologique.

2. Cherts.

(Pl. XXIII, fig. 86-88; Pl. XXIV, fig. 92.)

Le terme *chert* a été employé, de loin en loin, en France, mais sans acception rigoureusement définie.

En 1838, de la Bèche [1] parle de rognons de chert du grès vert. Un peu plus tard (1843-1844), Virlet d'Aoust distingue le chert des autres types de concrétions siliceuses, puisqu'il écrit : « Les *chailles*, les *cherts*, les *silex* sont tous le résultat d'un déplacement moléculaire postérieur au dépôt des formations qui contiennent des masses arrondies » [2]. L'auteur donne même sur le facies des cherts une précision qui garde sa valeur aujourd'hui. Il signale, en effet, dans la région de Saint-Ambroix (Gard) de nombreux cherts à tous les degrés de formation. « Le phénomène peut s'y comparer à celui des *nébuleuses*, car au milieu des bancs calcaires s'aperçoivent, tantôt des parties siliceuses, formes tout à fait diffuses et nuageuses, tantôt des zones concentriques et souvent très allongées et irrégulières où l'on voit que les molécules siliceuses ont été amenées dans leur marche l'une vers l'autre; plus loin, ou dans d'autres bancs, ce sont des nodules aux formes encore incertaines qu'on observe à côté d'autres nodules aux formes les plus accusées et qui annoncent une opération complètement terminée » [3].

En 1843, Marcel de Serres écrit qu'« on a donné assez généralement le nom de cherts aux silex du calcaire du Jura, répandus à la partie inférieure de cette formation. Ces silex sont ordinairement mélangés de calcaire; quelquefois la roche est endurcie par un suc siliceux concentré dans quelques parties, où probablement des corps organisés ont servi de centres d'attraction. Ces portions siliceuses ne se distinguent de la roche dans l'intérieur de laquelle elles se trouvent que par une nuance plus foncée et un durcissement considérable » [4].

[1] H.-T. de la Bèche, Recherches sur la partie théorique de la Géologie, 1838, p. 69.

[2] Virlet, Sur le métamorphisme des roches (*B. S. G. Fr.*, 2e S., t. I, 1844, p. 746).

[3] Virlet d'Aoust, Note sur quelques phénomènes de déplacements moléculaires qui se sont opérés dans les roches postérieurement à leur dépôt (*B. S. G. Fr.*, 2e S., t. II, 1844, p. 201).

[4] Marcel de Serres, De l'origine des silex de la craie (*Soc. linn. Bordeaux*, t. XVI, 1849, p. 156).

Il est à signaler que Cordier ne fait pas mention des cherts dans sa Description des roches, datant de 1868.

En réalité, le terme chert est entré à un moment donné dans la terminologie française, sans qu'on sache bien en quoi les accidents siliceux qu'il servait à désigner différaient des silex de la craie, par exemple. Selon toutes probabilités, il a été créé par des ouvriers carriers anglais, comme les vocables *Lias, Gault* et d'autres encore. En Angleterre, il y a plus d'un siècle qu'il est en usage. Déjà, en 1817, Buckland parle de *beds of chert*[1] dans les formations secondaires. Fitton l'emploie, en 1828, pour désigner des accidents siliceux du Lower Greensand du Sud-Est de l'Angleterre, qui sont à proprement parler des cherts[2]. Etc.

Dans son pays d'origine, ce ne sont pas des raisons de composition et de structure qui règlent actuellement l'emploi du terme chert. En fait, il sert à nommer tous les nodules siliceux plus anciens que les silex de la craie. Il est appliqué de ce chef à des roches très diverses. A lui seul, le terme chert n'évoque aujourd'hui aucune notion précise, ni au point de vue organique, ni au point de vue minéralogique. Qu'on en juge. Si l'on fait état de la nature et de l'origine des dépôts auxquels on a donné le nom de cherts en Angleterre et aux États-Unis, la roche est à base d'opale, de calcédonite ou de quartz; elle renferme un grand nombre de Radiolaires ou de spicules d'Eponges, à moins qu'elle ne soit dépourvue de toute trace organique; elle git en nodules, en bancs, voire même en masses interstratifiées susceptibles de mesurer plusieurs centaines de mètres. Enfin, on lui prête une origine, tantôt organique et tantôt chimique. Il va de soi que des roches aussi diverses n'ont entre elles aucun air de famille. C'est, n'est-il pas vrai, le régime de la confusion.

Aux États-Unis, où l'usage du terme chert s'est généralisé comme en Angleterre, il en est fait un emploi non moins sujet à critique. Pour ne citer qu'un exemple, je rappellerai que Mr Tarr, étudiant les accidents siliceux du calcaire carbonifère de Burlington, écrit : « In this paper, the term chert will include those cryptocristalline varieties of quartz which are white, gray, or blue-gray in color. Dark, gray to black varieties will be called flint, while

[1] W. Buckland, Description of the Paramoudra, etc. (*Trans. Geol. Soc. of London*, vol. IV, part. 2, 1817, p. 420).

[2] W. H. Fitton, Observations on some of the Strata between the Chalk and the Oxford Oolite, in the South-East of England (*Trans. Geol. Soc. of London*, 2e S., vol. IV, 1828, p. 115).

those which owe their color to iron oxides will be referred to a jasper »[1]. En vérité, le diagnostic différentiel des silex, des cherts et des jaspes ne revêt point une telle simplicité, et le chert n'est pas un silex de teinte très claire.

Dès 1897, en m'inspirant des travaux de G. J. Hinde[2], de Jukes-Browne et Hill[3], j'ai usé couramment du terme chert pour nommer des *rognons et amas siliceux, subordonnés à des roches siliceuses riches en spicules d'Éponges*, et présentant des caractères lithologiques parfaitement définis et différents de ceux du silex[4]. Mr W. J. Sollas, qui a bien voulu me donner son opinion à ce sujet, estime que le terme chert servait primitivement à désigner de pareilles roches, mais qu'il est maintenant trop tard pour modifier la nomenclature utilisée en Angleterre. MM. F. H. Hatch et R H. Rastall l'emploient dans une acception très compréhensive — *Radiolarian chert, upper Greensand chert, carboniferous chert* — tout en signalant des « couches à Spongiaires, localement connues comme malmstone, hearthstone, firestone et chert »[5]. En France, où l'on n'a point mésusé du mot, rien ne s'oppose à ce qu'il soit employé avec son acception première et, par conséquent, dans un sens restreint et parfaitement défini, en prenant pour type le chert des auteurs anglais qui ont été les plus à même d'en fixer les caractères.

Définition du chert (d'après G. J. Hinde, A. J. Jukes-Browne et A. W. Hill.). — Selon G. J. Hinde :

The chert associated with the sponge-beds of the lower and upper greensand varies from a light pellucid to a dark brown tint; it is readily translucent in thin sections. It is highly brittle, and sufficiently hard to scratch glass. It shows no reaction in nitric acid, and may thus assumed to be free from calcite. Thin microscopic sections exhibit a nearly transparent groundmass of chalcedonic — sometimes partially also of crystalline — silica, in which are numerous sponge-spicules, and also occasionally entire and fragmentary foraminifera and fragments of echinoderm structure. In some cases also grains of quartzy-sand and glauconite are present. The chalcedonic silica forming the ground mass can be seen in many cases to have been deposited in concentric layers over the enclosed

[1] W. A. Tarr, Origin of the Chert in the Burlington Limestone (*Am. Journ. Sc.*, 4e S., vol. XLIV, 1917, p. 413).

[2] G. J. Hinde, On Beds of Sponge-Remains in the Lower and Upper Greensand of South of England (*Phil. Trans. Roy. Soc.*, 1885, Part. II, p. 403-453, pl. 40-45).

[3] A. J. Jukes-Browne and A.W. Hill, On the Occurence of colloid Silica in the Lower Chalk of Berkshire and Wiltshire (*Quart. Journ. Geol. Soc.*, t. 45, 1889, p. 403-421).

[4] L. Cayeux, Contribution, etc., p. 65.

[5] F H. Hatch and R. H. Rastall, The Petrology of the sedimentary Rocks, 1913, p. 202.

siliceous and calcareous organic remains; it also, when partially crystalline, exhibits a radiate fibrous structure (Plate 40, fig. 3).

Throughout the chert, sponge-spicules are present, but owing to the fact that the spicules are usually of chalcedony, like the ground-mass of the chert in which they are enclosed, their outlines are very indistinct. But even when the spicules themselves cannot for this reason be recognised, their former presence is indicated by the solidified canals, which being of glauconite, or of silica of a different tint to that of the matrix, are distinctly shown (Plate 40, fig. 3). In some cases the spicules have been dissolved after the chert has formed round them, leaving empty moulds [1].

Telle est la description donnée par G. J. Hinde du chert observé dans des formations de même nature que nos gaizes du Bassin de Paris.

C'est également avec la même acception que A. J. Jukes-Browne et W. Hill emploient le mot chert dans leurs études de la silice colloïde de « the Lower Chalk of Berkshire and Wiltshire » en 1889. Une petite nuance est à mentionner. Les cherts représentent pour eux des portions d'une roche calcaréo-siliceuse, très silicifiée, mais pas assez cependant pour être convertie en silex, définition qui laisse supposer l'intervention possible d'un peu de calcaire et le passage du chert au silex.

Caractères physiques des cherts. — L'analyse des gaizes typiques et de quelques-uns des dépôts que je leur ai rattachés à titre de variantes nous a mis en présence de produits de différenciation correspondant invariablement à des noyaux durcis, d'une morphologie infiniment changeante et à contours mal individualisés. Ce sont précisément les cherts dont nous avons à nous occuper.

Du fond grisâtre, jaunâtre ou verdâtre des gaizes, on voit se détacher des parties différemment colorées, plus fines, plus dures, à contours mal définis et n'ayant jamais l'individualité d'un rognon typique. La teinte en est bleutée, le grain très fin et la cassure unie. Sous le coup de marteau, la sonorité est tout autre que celle de la gaize proprement dite, dénotant un milieu plus continu et plus cristallin. Et toujours les parties ainsi différenciées se fondent très insensiblement sur leurs bords avec la gaize normale, sans jamais donner l'impression d'un corps étranger à la façon du silex dans la craie. A peine amorcé, le phénomène qui engendre ces produits donne naissance à des taches, à des nuages vaguement définis. Dans la presque totalité des échantillons, ces dur-

[1] G. H. Hinde, *op. cit.*, p. 432-433.

cissements gardent une opacité complète, et ce n'est qu'accidentellement, pour ce qui concerne la gaize, qu'on voit des noyaux devenir translucides et revêtir un aspect corné rappelant la cassure des silex.

Dans les gaizes et spongolithes blanches du Sud du Bassin de Paris, les noyaux cherteux sont eux-mêmes blancs, d'aspect porcelané, à cassure large et aussi fine que celle d'un calcaire lithographique, et, comme toujours, fondus sur leurs bords avec la roche qui les empâte. Ces noyaux peuvent se transformer latéralement, prendre un aspect vitreux, voire même corné.

Leurs changements de physionomie tiennent à deux causes principales : la coloration du milieu dans lequel ils se développent et le degré de fréquence de la calcédonite. Plus ils sont calcédonieux et plus ils se différencient physiquement du milieu. La calcédonite est-elle relativement peu répandue, la roche est opaque et sa cassure est mate. Est-elle abondante, elle communique une certaine translucidité au chert, et sa cassure prend un aspect plus ou moins vitreux. Tous les autres facteurs sont d'importance secondaire.

Les cherts peuvent former des concentrations variant depuis des noyaux à peine perceptibles à l'œil nu, jusqu'à des blocs et même des amas l'emportant sur le reste du dépôt.

Hormis les accidents minéralogiques qui font exceptionnellement ressembler certaines parties d'un chert donné à un silex, accidents qui ne comptent pas dans une vue d'ensemble, tout dans les manières d'être du chert dénote une histoire distincte de celle du silex. L'adhérence des cherts avec leur gangue, laquelle est une règle absolue, nous avertit mieux que n'importe quelle autre propriété physique, qu'il y a quelque chose de particulier dans le milieu générateur des cherts.

Distribution des cherts dans le temps. — En France, les cherts typiques sont tous subordonnés aux gaizes et spongolithes, c'est-à-dire que dans l'état présent de nos connaissances ils vont du Jurassique supérieur au Landénien compris. Ce que j'ai dit de l'extension des gaizes dans le temps et dans l'espace s'applique également aux cherts qui en dépendent (p. 256) ; en d'autres termes, le rôle de ces accidents siliceux est certainement beaucoup moins limité qu'il ne semble à présent. Les accidents cherteux les plus anciens que je connaisse datent du Houiller inférieur, où ils sont subordonnés à des roches pétries de spicules d'Éponges (p. 298), et les plus récents de l'époque pleistocène (vases à Radiolaires émergées des Barbades).

Composition chimique. — La composition chimique des cherts typiques n'est autre que celle des gaizes et spongolithes les plus pures, ainsi que le montrent les trois analyses suivantes : I, chert de la gaize de la Motte-d'Humbligny (Cher) ; II, chert de la « meule » de Bracquegnies (Belgique) ; III, chert de l'argile à silex de la région de Chambourg (Indre-et-Loire).

ÉLÉMENTS.	I.	II.	III.
SiO^2 (totale)	94.75	95.95	94.60
SiO^2 (soluble)	5.60	2.00	2.60
Al^2O^3	1.30	0.90	0.81
Fe^2O^3	0.55	0.79	0.79
CaO	traces.	0.10	traces.
MgO	//	0.10	0.10
K^2O	0.37	//	0.29
Na^2O	0.21	0.32	
TiO^2	//	traces.	traces.
P^2O^5	//	traces.	traces.
CO^2	//	//	//
H^2O	2.35	1.45	1.85
TOTAL	99.53	99.61	98.44

Comme on peut en juger, ces roches réservent le minimum de place à la matière argileuse. La raison en est que la calcédonite y prend un très grand développement au détriment de cette matière (p. 304).

Étude micrographique. — Tout chert typique réunit trois catégories d'éléments essentiels : *spicules d'Éponges*, *opale* et *calcédonite*, intimement associés. Cette association, en tant qu'elle réserve une grande place à la calcédonite, fournit la caractéristique fondamentale des cherts.

Spicules d'Éponges. — Les restes de Spongiaires, qui abondent toujours, sont généralement transformés en calcédonite. Sans qu'on sache pourquoi, de loin en loin, un ou plusieurs individus, placés dans les mêmes conditions que les autres, échappent à la règle commune et restent en opale au sein d'une plage essentiellement calcédonieuse. Par exception, semble-t-il, les cherts sont riches en spicules composés d'opale.

Envisageons d'abord le cas général, c'est-à-dire celui des cherts à spicules calcédonieux. Dans nombre d'échantillons, ces spicules disparaissent complètement, fondus qu'ils sont dans une masse de calcédonite, sans laisser de traces. Très souvent la calcédonite reproduit le dessin des éléments, soit par un arrangement spécial ou une plus grande taille des fibres, soit par l'arrêt de celles-ci à la limite des bâtonnets disparus. Non moins fréquemment, le canal rempli d'opale est conservé en totalité, ou en partie, et l'on peut voir des plages entières englobant de gros traits d'opale, rarement de glauconie, traits simples ou subdivisés, marquant l'emplacement de spicules mono- et polyaxes, dont les contours sont complètement effacés. Il arrive encore que l'individualité d'un spicule entièrement calcédonieux soit conservée, parce qu'il fait partie d'un petit îlot à ciment de silice monoréfringente qui moule le spicule. Enfin, même dans le cas où tout vestige fait défaut en lumière blanche avec le condenseur relevé, il n'est pas rare qu'on en fasse apparaître le dessin en descendant le condenseur à fond.

Dans une autre manière d'être, il reste un grand nombre de spicules en opale (Pl. XXIV, fig. 92, *a*) au sein des plages essentiellement calcédonieuses (fig. 92, *c*). On voit alors, à côté d'individus complets, des types en voie de transformation en calcédonite qui finissent par n'être plus représentés que par des témoins d'opale, indéchiffrables lorsqu'on n'a pas suivi leur destruction progressive en multipliant les observations. Si nombreux que soient les spicules conservés, il est certain que d'autres, en tous points pareils, mais disparus, ont largement contribué à engendrer les plages de calcédonite de la roche qui les contient.

Comme cas particulier, il y a lieu de citer celui des cherts, dont les spicules ont été dissous, après avoir servi de centres de cristallisation. Il en résulte que leur dessin est parfaitement conservé par la calcédonite, nettement orientée autour des vides. En lumière blanche, avec le condenseur baissé, le milieu trahit une structure concrétionnée, dont les lignes s'ordonnent autour des vides laissés par les spicules. Pour être complet, il faut ajouter que toute la calcédonite des spicules, comme celle du milieu qui les englobe, cristallise en fibres beaucoup moins courtes que celles de la calcédonite des silex typiques de la craie.

Opale. — Des trois éléments essentiels en présence, c'est évidemment l'opale qui contribue le plus à donner au chert une physionomie très carac-

téristique au microscope. Dans tous les cas, sa couleur normale est grise ou gris jaunâtre.

Au cœur même de la concrétion, elle se comporte comme une substance en régression, ce qui ne l'empêche pas d'être partout. Très changeantes, ses manières d'être se ramènent à un petit nombre de types. Il en est deux qui plus que les autres contribuent à modifier le facies des coupes : ou bien l'opale est indifférenciée et elle forme de petits îlots à contours rongés; ou bien, elle tend vers la structure globulaire, auquel cas elle engendre des îlots à contours mamelonnés, des amas framboisés (Pl. XXIII, fig. 86; fig. 87, *a* et *b*) et des globules plus ou moins libres (fig. 86 *a;* fig. 88, *a* et Pl. XXV, fig. 92, *b*), dans la calcédonite (Pl. XXIII, fig. 86, *b;* fig. 87, *c;* fig. 88, *c,* et Pl. XXV, fig. 92, *c*). La forme, l'importance et le degré de fréquence de ces îlots, varient d'un point à l'autre, tout en laissant généralement la prépondérance à la calcédonite. Dans ces témoins, il peut exister du quartz, de la glauconie, et surtout des débris organiques, tels que Foraminifères, spicules d'Éponges à tous les états de fossilisation, et restes d'Échinodermes. Seuls les spicules comptent, du point de vue numérique.

En se rapprochant des bords du rognon, les îlots d'opale se multiplient, et finalement l'emportent, en même temps qu'ils se soudent de plus en plus et tendent à isoler les plages de calcédonite.

Vient ensuite une zone périphérique, où l'opale prédomine de beaucoup, avec ses inclusions minérales et organiques. C'est elle qui correspond à la limite incertaine du chert et aux changements dans les caractères physiques — grain, coloration et dureté — qui en marquent le passage à la gangue. Entre le rognon et la roche-mère, il se fait, par l'intermédiaire de l'opale, une transition des plus insensibles, qui les rattache l'un à l'autre de la façon la plus intime.

Le chert se résout de la sorte en un enchevêtrement de calcédonite et d'opale, par quoi il se différencie de tous les autres accidents siliceux.

C'est dans les cherts, dont l'opale réalise le maximum de différenciation, qu'on observe les plus beaux types d'opale globulaire. Ceux de la « Meule » de Thivencelles (Nord)[1] montrent une infinité de sphérules, libres pour la plupart, ou groupées en chapelets. Il y a même des cherts dont toute la silice, isolée dans la calcédonite, revêt la structure globulaire sans la moindre trace

[1] L. Cayeux, Contribution, etc., p. 91 et suiv.

organique (Chenonceaux) [Pl. XXIII, fig. 88]. Quant à la microstructure des globules, elle offre les mêmes manières d'être que dans les gaizes, où elles ont été analysées en détail (p. 264).

Calcédonite. — Le troisième élément essentiel, la calcédonite, constitue le fond des cherts, et c'est avant tout grâce à son abondance, et non à sa simple présence, que le chert est lithologiquement différencié de la roche-mère. Presque tout a été dit sur ses caractères dans les pages précédentes. Beaucoup moins finement cristallisé que dans les silex typiques, le minéral engendre le plus souvent de petites portions de sphérolithes, réduites à un secteur, confusément associées, et très rarement des sphérolithes complets. Dans les variétés témoignant d'une structure concrétionnée autour des spicules ou des vides laissés par leur dissolution, la calcédonite se groupe en assez larges zones, composées de fibres relativement longues, en tous points perpendiculaires à la surface. Ses éléments se groupent également sur des quartz engendrés *in situ* (gaize d'Orp-le-Grand, Belgique), et contribuent à leur donner un aspect chevelu.

Matériaux accessoires ou rares. — La quartzine peut intervenir sous la forme de mouchetures et petits paquets de fibres inclus dans les éventails de calcédonite.

La pseudo-calcédonite est exceptionnelle et le quartz secondaire généralement absent.

Tout naturellement, on retrouve dans les cherts, outre les organismes dont il a été question, les minéraux détritiques de la roche-mère. Parmi eux, citons le quartz et la glauconie, éléments qui sont absents, rares ou clairsemés, des paillettes de muscovite, plutôt très peu répandues en moyenne, et, enfin, de la matière argileuse en minime proportion. Celle-ci n'intervient que dans les plages chargées d'opale peu ou point différenciée, car il est de règle qu'elle soit complètement éliminée des parties calcédonieuses et de l'opale globulaire (p. 304).

Cas des cherts calcarifères. — Tous les cherts typiques analysés dérivent de roches dont le ciment était plus ou moins calcarifère à l'origine : telles les gaizes (p. 284). Beaucoup d'entre eux ont gardé des traces de cette composition première. Les plus pauvres en carbonate de chaux n'en renferment

que de petits témoins déchiquetés, isolés en pleine calcédonite, dont on ne peut dire s'ils procèdent ou non d'organismes. Un chert calcarifère de Chenonceaux présente la composition suivante :

SiO^2 (totale)	77.85	
SiO^2 (soluble)		4.80
Al^2O^3	0.91	
Fe^2O^3	0.39	
CaO	9.65	
MgO	0.27	
K^2O / Na^2O	0.34	
TiO^2	traces.	
P^2O^5	"	
CO^2	7.60	
H^2O	3.10	
Total	100.11	

Des cherts de la gaize (tuffeau) d'Orp-le-Grand (Belgique), pourtant bien caractérisés par le facies de leur silice, renferment de nombreux Foraminifères à test plus ou moins rongé, ainsi que des plages et piquants d'Échinodermes, accompagnant quantité de spicules calcédonieux souvent fondus dans la gangue. Pour des raisons qui m'échappent, ces cherts, de type aberrant, sont caractérisés par une cristallisation exceptionnellement large de la calcédonite ainsi que par la présence de pseudo-calcédonite et de quartz secondaire.

Conclusions. — Le chert est, comme on le sait déjà, l'accident siliceux caractéristique, par excellence, des roches siliceuses d'origine organique. En l'état de nos connaissances, il ne met en cause que les Spongiaires, mais, tôt ou tard, on découvrira avec une certaine fréquence, sans doute, des concentrations siliceuses de même caractère dans les anciens dépôts à Radiolaires et à Diatomées. L'existence de gaizes cherteuses à Radiolaires et spicules d'Éponges et de véritables cherts dans les vases à Radiolaires soulevées des Barbades, justifie cette prédiction.

Les propriétés physiques essentielles du chert, morphologie compliquée, adhérence à la gangue, opacité relative ou translucidité très imparfaite, se déduisent sans peine de la précédente description.

En ce qui concerne l'adhérence, si l'on pouvait extraire les cherts de la roche qui les enclave, on les verrait ornés d'une foule de protubérances irrégulières qui s'avancent profondément comme des racines dans la gangue et contribuent à les en rendre solidaires. Le microscope nous enseigne qu'en outre les cherts sont très intimement fixés aux roches-mères par un passage absolument insensible des uns aux autres. Bref, les cherts sont retenus en place par une infinité de liens qui les rendent prisonniers de leur gangue. De là, cette soudure qui défie toute tentative de séparation. Il y a de ce chef, une différence fondamentale entre les cherts et les silex typiques, qui se dégagent d'eux-mêmes de la craie à la façon de corps étrangers.

Quant au défaut de translucidité, il s'explique avant tout par la dissémination de l'opale dans le fond calcédonieux du chert. Cette matière empêche que le milieu ne soit translucide, lorsqu'elle représente une importante fraction de la roche, et en atténue l'aspect vitreux quand la calcédonite l'emporte de beaucoup.

J'ai dit autrefois que le chert est un silex inachevé, ce qui est vrai et faux tout à la fois. C'est la vérité dans une certaine mesure, si l'on entend par là que la disparition de la totalité des témoins d'opale entraînerait une composition minéralogique et des propriétés physiques analogues à celles des silex. L'affirmation cesse d'être l'expression de la vérité, si l'on veut dire que les silex de la craie, au cours de leur développement, passent par une phase cherteuse. *Le chert est, en réalité, le stade ultime des accidents siliceux en milieu siliceux, comme le silex est le stade final des accidents siliceux en milieu crayeux, et c'est en toute indépendance que s'accomplissent leurs transformations.*

Ainsi compris, le type chert répond à une entité parfaitement définie et à la conception des auteurs anglais, qui l'ont caractérisé les premiers.

On peut poser en principe que les nombreux accidents siliceux, développés en milieu calcaire et rattachés abusivement au groupe des cherts, diffèrent essentiellement des cherts typiques. L'exemple des « cherts » du calcaire carbonifère du Nord de la France et de la Belgique, en particulier, le démontrera bientôt. Comme il convient, je les exclus, avec beaucoup d'autres, de la famille de roches répondant aux caractères analysés.

CHAPITRE VII.

ACCIDENTS SILICEUX EN MILIEU CALCAIRE.

Les accidents siliceux en milieu calcaire se répartissent en deux grandes catégories : les uns, comme les *silex*, les *chailles* et les *silexites* ont pris naissance dans des sédiments franchement marins. Au contraire, les autres, comme la *meulière*, se réclament d'un milieu lagunaire ou lacustre. En raison du rôle capital qu'il convient d'attribuer à la roche-mère et au milieu générateur dans la différenciation des produits de silicification, j'analyserai successivement :

1. *Les accidents siliceux en milieu calcaire marin;*

2. *Les accidents siliceux en milieu lagunaire et lacustre.*

1. LES ACCIDENTS SILICEUX EN MILIEU CALCAIRE MARIN.

Tous les accidents siliceux développés dans nos sédiments calcaires, d'origine marine, se ramènent à trois types principaux : les *silex* de la craie, les *chailles* de certains calcaires jurassiques et les *silexites* du calcaire carbonifère.

I. SILEX [1].

Seuls, parmi les accidents siliceux en milieu calcaire, les silex de la craie ont fait l'objet de nombreuses investigations. Dès longtemps, ils ont piqué la curiosité des naturalistes dont les remarques, souvent tombées dans l'oubli, ne sont pas toujours dénuées d'intérêt aujourd'hui. A passer en revue leurs travaux, on acquiert une fois de plus la preuve que, faute d'interroger les

[1] Du latin *silex* qui veut dire caillou, pierre à feu. Dans la grande Encyclopédie de Diderot et de d'Alembert, les pierres à fusil et silex en général sont étudiés à l'article *caillou*, publié en 1751.

auteurs anciens, on les prive trop souvent du bénéfice de leurs observations, pour en créditer à tort leurs successeurs. Un coup d'œil sur les travaux, qui remontent à un siècle et plus, n'est pas sans profit pour le sujet à l'étude, sans compter qu'il offre l'avantage d'augmenter de beaucoup la part qui revient à nos compatriotes dans la marche des idées vers la conception actuelle de la formation des silex.

De la bibliographie, je retiendrai ici tout ce qui est relatif au XVIII^e^ siècle. Pour le reste, je me limiterai aux données essentielles.

Aperçu bibliographique. — Un aperçu bibliographique sur la question des silex fait ressortir un contraste aussi frappant qu'inexpliqué. Depuis plus de cinquante ans, les géologues français paraissent se désintéresser de l'origine des silex, alors qu'il fut un temps où ils étaient à peu près seuls à essayer de déchiffrer le mystère de leur histoire.

Les naturalistes du XVIII^e^ siècle n'ont pas manqué de porter leur attention sur les silex, et, si plusieurs d'entre eux ont fait preuve de plus d'imagination que d'esprit d'observation, il n'en est pas moins vrai que nous leur devons quelques idées directrices des plus fécondes.

En ce même siècle, les opinions les plus diverses sur l'origine des silex ont été formulées. N'a-t-on pas fait intervenir l'action du feu dans leur genèse, pour les considérer ensuite comme des pierres qui n'ont pas encore acquis toute leur perfection; ou encore comme des cailloux altérés par l'air, qui tendent à reprendre la forme et les propriétés de l'argile dont ils auraient été formés, etc.

Avec Guettard, Dolomieu, l'abbé Bacheley, Buffon et de Luc, la question des silex entre vraiment dans le domaine de l'observation.

On fait remonter au temps de Guettard l'idée que beaucoup de silex auraient remplacé des Spongiaires mous, laissant des vides par suite de leur décomposition. A. Gaudry[3] note que cette opinion était celle de Guettard et que, d'après ce naturaliste, elle était de son temps (1770), « universellement reçue ». Dans le mémoire mis en cause, Guettard écrit : « Les physiciens, et M. de Réaumur a été de ce nombre, admettent un suc pétrifiant, qui, en pénétrant les

[1] A. Gaudry, Sur l'origine et la formation des silex de la craie et des meulières des terrains tertiaires. Thèse, 1852, 54 pages.

corps qui ne sont pas pierres, les pétrifie et les rend pierres d'un grain d'autant plus fin, que la matière, dont ce suc est composé, est plus fine et plus déliée elle-même. Il suffit, par exemple, dans ce principe, que ce suc se soit chargé d'un sable très fin, pour changer une matière quelconque en pierre à fusil. Mais on demandera toujours à ces physiciens de quelle nature est ce suc? Est-ce de l'eau ordinaire, est-ce de l'eau chargée de quelque acide? Est-ce un acide pur, soit minéral, soit végétal?... Pour moi, j'admettrais volontiers l'eau pure pour ce fluide, ou, si l'on aime mieux, une eau chargée de quelqu'un de ces acides ». Et il ajoute : « Il pourrait bien se faire que le sable longtemps imbibé d'eau, et surtout d'une eau acide, réduisit ce sable en une espèce de dissolution, et propre par là à pénétrer les pores les plus fins des corps qu'ils imbiberaient. S'il en était ainsi, l'eau serait l'agent qui jouerait le rôle le plus important dans la pétrification des corps fossiles, puisque sans elle les matières pétrifiantes ne pourraient pas les pénétrer »[1].

Au sujet des pierres à fusil, en bancs alternant avec la craie ou la marne, Guettard dit qu'on peut supposer que les « massifs de marne ou de craie, en se desséchant, ont formé des fentes horizontales », ensuite remplies par le suc siliceux, qui « en s'unissant à ces matières y a formé ces bancs de pierre à fusil ». Telles sont les principales idées exprimées par Guettard sur l'origine des silex.

Dans une lettre au duc de la Rochefoucauld, en 1775, publiée par les soins de M. A. Lacroix, Dolomieu décrit les phases franchies par le tuffeau de Touraine qui se transforme en silex. « Les uns ne sont encore qu'une terre calcaire un peu plus agglutinée que le tuffeau, mais faisant encore effervescence avec les acides; dans les autres, la liaison des parties est plus parfaite, l'effervescence n'a plus lieu, mais la pierre n'a pas encore acquis sa dureté. Dans la troisième classe, on trouve le silex dur, faisant feu avec le briquet, mais moins transparent; enfin, l'état de maturité est, lorsqu'il a acquis, avec les autres qualités, la transparence, pour lier ces différents états. Il y a quantité de nuances qui font passer insensiblement de la pierre calcaire à la pierre vitrifiable »[2]. A suivre l'auteur dans les détails, il est clair qu'à ses yeux, le

[1] Guettard, Des matrices ou des différents corps, dans lesquels les Madrépores et les autres corps de cette classe se trouvent renfermés, du changement de nature qu'ils y ont souffert, et du mécanisme qui peut avoir été employé par la nature, pour pétrifier ces corps. *(Mém. sur les diff. parties des Sc. et Arts*, t. II, 1770, *5e Mém.*, p. 159).

[2] A. Lacroix, **Déodat Dolomieu.** Sa correspondance, sa vie aventureuse, sa captivité, ses œuvres, t. I, 1921, p. 66-67.

phénomène débute par un remplissage de vides, puis continue par un remplacement de matière calcaire.

En 1792, Dolomieu apporte de nouvelles précisions : « La combinaison qui forme les silex, écrit-il, me paraît encore plus soluble que le quartz pur. Je crois donc que c'est l'infiltration qui a rassemblé les molécules silicées éparses dans les bancs calcaires et qui en a rempli des cavités qui y ont laissé après leur destruction des corps marins d'un tissu très lâche. Les formes noduleuses et bizarres des silex ne paraissent le plus souvent que des jeux du hasard; mais quelques-unes aussi rappellent la figure de plusieurs corps marins et c'est principalement dans leur intérieur qu'on trouve des indices non équivoques d'organisation; on y reconnaît le tissu des éponges, des madrépores et autres productions de polypiers. Je ne doute pas que les silex ne soient venus occuper des places qui leur ont été préparées par des éponges et par des animaux pulpeux si communs dans les mers, qui ressemblent à une gelée et qui sous un très gros volume ne contiennent presque aucune matière solide [1]. »

Entre temps, l'abbé Bacheley, dont le nom mérite d'être tiré de l'oubli, confirme l'opinion exprimée par Dolomieu, en 1775. C'est ainsi qu'il écrit, en 1782 : Les silex « ne sont autre chose que certaines portions de pierre calcaire qui s'étant trouvées pénétrées de sucs lapidifiques se sont converties en pierre à fusil, si bien qu'il arrive souvent qu'une moitié de ces pierres est encore blanche et calcaire, tandis que l'autre est transformée en véritable silex de couleur noire », et il ajoute que « toutes les substances calcaires pouvaient réellement se transformer en silex [2] ». De ses observations résulte la distinction très nette de deux sortes de silex, l'une correspondant à d'anciens organismes et l'autre à des portions de carbonate de chaux silicifiées.

Buffon exprime sur la question une opinion qui mérite également d'être rappelée : « Ainsi cette poussière — la boue crayeuse — était mélangée de parties vitreuses et silicées, lorsqu'elle a été transportée et déposée; et après l'établissement de ces couches de craie mêlée de parties silicées, l'eau les aura

[1] D. Dolomieu, Suite du mémoire sur les pierres composées et sur les roches (*Journ. Phys.*, t. XL, 1792, p. 219).

[2] L'abbé Bacheley, Nouvelles observations lithologiques sur la formation du silex, par lesquelles il est démontré que la plupart des cailloux viennent de la mer, et qu'ils ont été formés par des madrépores et autres matières, qui originairement étaient calcaires (*Journ. Phys.*, t. XXI 1782, p. 85).

pénétrées par infiltration, se sera chargée de ces particules silicées, et les aura déposées entre les couches de craie, où elles se seront réunies par leur force d'affinité; elles y ont pris la forme et le volume que les cavités ou les intervalles entre les couches leur ont permis de prendre. Cette sécrétion de silex se fait dans les craies de la même manière que celle de la matière calcaire se fait dans les argiles [1] ».

De Luc se montre lui aussi partisan de la « conversion de la craie en silex ». Etudiant les silex creux, il en tire un argument décisif contre l'idée de la concentration de la silice dans des cavités préexistantes [2].

Bref, de la seconde moitié du XVIII^e siècle datent trois notions importantes :

1° *Formation des silex par silicification de la craie et des calcaires en général;*

2° *Genèse des silex par concentration de la silice disséminée dans la craie renfermant aujourd'hui les silex;*

3° *Existence de silex résultant de la silicification d'organismes* (*Spongiaires, etc.*).

On peut dire que, dès cette époque, une bonne partie du problème est résolue, puisqu'il ne reste plus qu'à faire intervenir les organismes comme source de silice pour arriver à la solution actuelle. C'est l'évidence même qu'avec le temps le rôle de nos précurseurs a été de plus en plus méconnu et qu'une très grande part leur revient dans la découverte du processus de formation des silex de la craie. Je me félicite de pouvoir leur rendre justice.

Le XIX^e siècle a vu s'imposer la théorie organique de la formation des silex, mais avec des variantes de conception correspondant, en somme, à des vues très différentes.

Pendant longtemps, les silex sont regardés comme d'anciens corps organisés (Spongiaires) qui ont servi de centres d'attraction à la silice, laquelle en

[1] De Buffon, Histoire naturelle des minéraux, t. I, 1783, p. 203-204.

[2] De Luc, Sur les couches de craie et celles de houille et sur leurs catastrophes (*Journ. Phys.*, t. XXVIII, 1791, p. 174-191).

Ibid., Sur la nature des silex et sur l'origine des substances minérales des couches coquillières (*Journ. Phys.*, t. LXI, 1792, p. 32-53).

a pris la forme. On a coutume de rapporter cette explication à Bowerbank [1], bien que Dolomieu l'ait nettement formulée en 1792 [2].

Avec Ehrenberg [3], on voit s'ouvrir un nouvel horizon et la théorie organique se préciser. Le premier, il découvre des spicules, des Foraminifères, etc., dans des préparations de silex. Dès lors, les silex deviennent pour lui une accumulation d'organismes microscopiques siliceux aux caractères plus ou moins effacés. En fait, deux notions distinctes se dégagent des recherches d'Ehrenberg : *Intervention directe des spicules d'Éponges, Radiolaires et Diatomées, dans la formation des silex et ségrégation de la silice autour de ces organismes.*

A dater de 1880, il devient d'opinion courante que *les silex sont le produit de l'épigénie de la craie par une silice d'origine organique, en majeure partie élaborée par des Spongiaires.*

Au cours de cette dernière étape nos compatriotes délaissent l'étude des silex et presque tous les progrès réalisés sont l'œuvre d'une pléiade de savants anglais, au premier rang desquels il faut citer Wallich [4], W. J. Sollas [5] et A. J. Jukes-Browne [6].

Somme toute, dans l'histoire des progrès de nos connaissances en la matière, on peut distinguer trois phases principales :

1° *Les silex résultent d'un phénomène d'épigénie de la craie;*

[1] J. S. Bowerbank, On the siliceous Bodies of the Chalk, Greensands, and Oolites (*Trans. Geol. Soc. London*, vol. VI, 1841, p. 181-194, 2 pl.).

[2] Déodat Dolomieu, Mémoire sur les pierres composées et les roches (*Journ. Phys.*, t. XL, 1792, p. 218).

[3] C. G. Ehrenberg, Ueber die Bildung der Kreidefelsen und des Kreidemergels durch unsichtbare Organismen. Berlin, *Abhandl.*, 1838, p. 59-148).

[4] Wallich, A Contribution of the physical History of the cretaceous Flints (*Q. J. G. S.*, vol. 36, 1880, p. 68-92).

Ibid., On the Origin and Formation of the Flints of the Upper or White Chalk; with Observations upon Prof. Sollas'Paper in *The Annals and Magazine of Natural History* for december 1880 (*Ann. and Mag. of Nat. Hist.*, 5 S., vol. 7, 1880, p. 162-204, Pl. XI).

[5] W. J. Sollas, On the Flint Nodules of the Trimmingham Chalk (*Ann. and. Mag. of Nat. Hist.*, 5 S., vol. 6, 1880, p. 384-395 et p. 437-460).

Ibid., The Origin and Formation of flints, *in* The Age of the Earth, 1905, p. 133-165.

[6] A. J. Jukes-Browne, The relative Age of Flints (*Geol. Mag.*, N. S., D. 3, vol. X, 1893, p. 315-317).

Ibid., The Amount of disseminated Silica in Chalk considered in relation to Flints (*Geol. Mag.*, N. S., D. 3, vol. X, 1893, p. 541-546).

2° *Les silex renferment des organismes siliceux;*

3° *Les Spongiaires jouent un rôle capital dans la genèse des silex.*

Lorsque nous aborderons le côté génétique du problème, le moment sera venu de faire la part de chacun dans l'œuvre commune.

GÉNÉRALITÉS.

Appliqué aux accidents siliceux de la craie, le terme silex évoque avant tout l'idée de rognons d'une roche extrêmement dure, compacte et fine, incluse dans la craie à la façon d'un corps étranger et douée, en conséquence, d'une individualité absolue.

Compris dans une acception plus large, le silex peut être subordonné à un dépôt calcaire quelconque, de nature fine ou grossière, et d'origine marine ou non. C'est ainsi qu'on appelle également silex des nodules siliceux des calcaires jurassiques, du calcaire grossier des environs de Paris et de certains calcaires lacustres dont les caractères diffèrent beaucoup de ceux des silex de la craie, tout au moins à l'œil nu. Il fut d'ailleurs un temps où le terme silex impliquait une acception très générale. Coquand, par exemple, étendait le sens du vocable au point d'appeler silex des roches très différentes, telles que *pierre à fusil, silex meulière, meulière, ménilite, phtanite, jaspe, lydienne, pierre de touche, silex résinite, geysérite* et *tripoli* [1]. A. de Lapparent fait de même dans son traité de minéralogie, et pour lui, le *silex noir* ou *phtanite*, la *pierre meulière*, le *silex xyloïde* ou *bois silicifié* sont des silex [2].

Laissant de côté pour le moment tous les accidents siliceux autres que ceux de la craie et calcaires marins en général, j'étudierai successivement :

A. Le type fondamental du groupe, caractérisé par une cristallisation extrêmement fine des éléments constituants, autrement dit, par une structure franchement cryptocristalline.

B. Des silex, tant soit peu aberrants par rapport aux précédents, en ce qu'ils sont largement cristallisés et de moindre uniformité minéralogique.

[1] H. Coquand, Traité des roches, p. 190.

[2] A. de Lapparent, Traité de minéralogie, 4e éd., 1908, p. 448.

C. La patine des silex.

D. Et différents silex intéressants, à plusieurs titres, au point de vue génétique.

A. Silex à structure cryptocristalline.

(*Silex de la craie blanche.*)

(Pl. XXIII, fig. 91; Pl. XXV, fig. 99; Pl. XXVIII, fig. 108 et 109 et Pl. XXX, fig. 118 et 119.)

Mode de gisement. — L'habitude est de synthétiser les différents modes de gisement des silex par un schéma des plus simples, comprenant trois termes :

1° Des rognons de silex ordonnés en cordons parallèles à la stratification; 2° Des lits de silex marquant les plans de stratification; 3° Des silex en veines obliques[1].

Les rognons représentent la manière d'être générale; les lits viennent de beaucoup au second rang et manquent le plus souvent; quant aux silex en veines, ils ne sont, dans l'ensemble, que des exceptions.

1° *Rognons de silex* (syn. de *nodules, concrétions*). — Les rognons affectent toutes les formes possibles, à l'exclusion complète des types anguleux. Ils sont arrondis, aplatis, irréguliers, amœbiformes, tuberculeux, etc. Nombreux, ils s'alignent toujours suivant les plans de stratification sans que leur dessin général en paraisse influencé. S'ils s'allongent, ils le font dans n'importe quelle direction, aussi bien dans le sens vertical que latéralement. La taille de ces nodules ainsi que leur degré de fréquence sont également sujets à de grandes variations. Ils peuvent présenter tous les intermédiaires entre le simple noyau tombant à peine sous les sens et le rognon mesurant 20, 30, 50 cm. et même davantage[2]. De même, ils peuvent être très disséminés ou concentrés et groupés en rangs serrés.

Tout en s'ordonnant parallèlement à la stratification, suivant la règle, les

[1] Je laisse systématiquement de côté la question des *Paramoudras* [W. Buckland, Description of the *Paramoudra*, etc. (*Trans. Geol. Soc. of London*, vol. IV, 1817, p. 413-423), etc.].

[2] J'en ai mesuré aux environs de Saint-Valéry-en-Caux qui atteignaient 0 m. 70 sur 0 m. 30.

silex en rognons sont, par exception, distribués en cordons, les uns obliques, et les autres alignés en cuvettes, emboîtées les unes dans les autres, manières d'être des plus instructives, comme nous le verrons plus loin, au point de vue de l'histoire des silex.

2° *Lits de silex.* — Les lits de silex vont de simples plaquettes à des bancs, qui seraient susceptibles de mesurer jusqu'à 2 m. Ce sont le plus souvent des tables d'épaisseur régulière, réduites à quelques centimètres, parfois même des lames, se détachant du fond crayeux comme de simples filets de silex. Vus par la tranche, les silex en lits épais accusent généralement des limites irrégulières, sans aucune espèce de parallélisme entre les deux faces. Dégagés sur une grande étendue, ils montrent alors des surfaces accidentées de bosses, de creux, voire même de solutions de continuité et, pour tout dire, infiniment irrégulières. Les tables et lits, toujours discontinus en grand, se coincent plus ou moins vite, pour faire place ou non à des nodules, et reparaissent plus loin. Dans tous les cas, ils sont toujours parallèles entre eux et parallèles à la stratification générale, sauf en milieu troublé par les ruptures d'équilibre.

Leur mode de gisement donne lieu à quelques cas particuliers non dénués d'intérêt général.

A. Des lits de silex, d'ailleurs très rares, sont susceptibles de se bifurquer, ou même de se diviser en trois branches dont une seule est parallèle aux plans de stratification.

B. D'autres se disposent en lits obliques, ou en cuvettes de faible extension, combinées ou non avec des rognons alignés en cordon.

De telles allures, anormales par rapport au régime habituel des tables de silex, sont étroitement liées à l'existence de bancs de craie noduleuse et à des ruptures d'équilibre. Toutes accusent un parallélisme absolu des lits avec les plans de stratification particulièrement nets dans l'espèce. Il en va de même pour les cordons de silex obliques ou groupés en cuvettes.

La masse représentée par les lits de silex d'un horizon donné ne correspond généralement qu'à une minime fraction de l'ensemble, mais il arrive, par exception, que sur une épaisseur réduite, elle en forme le quart, le tiers, la moitié et même qu'elle l'emporte accidentellement.

3° *Veines de silex.* — Des veines de silex, coupant la stratification sous tous les angles, ont été signalées un peu partout. Il en existe un grand nombre le long des falaises crayeuses de la Manche, et la présence en est également mentionnée dans les départements de la Somme, de l'Oise, de l'Aube, de l'Yonne, etc.

A ma connaissance, elles réalisent plusieurs manières d'être :

Fig. 1. — Silex en veines rectilignes et parallèles, correspondant à des diaclases, combinées à des lits horizontaux et rognons très clairsemés. Craie à *Micraster cor anguinum* des environs de Sens.

A. Elles dessinent dans la craie des traits parallèles, rectilignes, correspondant à des diaclases obliques (fig. 1).

B. Elles forment des veines, en général très peu inclinées sur l'horizon, plus ou moins parallèles et succeptibles d'affecter des plongements inverses en des points voisins. Par exception, elles s'entrecroisent et se coupent (de Cossigny).

C. Les veines cessant d'être rectilignes, sont des plus irrégulières, incurvées, contournées, repliées sur elles-mêmes, bifurquées, avec des branches non moins capricieusement déformées, le tout accidenté de renflements, d'amincissements et même d'étranglements (fig. 2). Cette façon d'être est remarquablement développée dans la région d'Étretat où tout un horizon, caractérisé par ce type de silex aberrant très répandu, revêt une physionomie très spéciale. Dans l'espèce, il y a des raccordements de veines, à développement vertical toujours faible, avec des nodules, dans des conditions qui rappelleront notre attention.

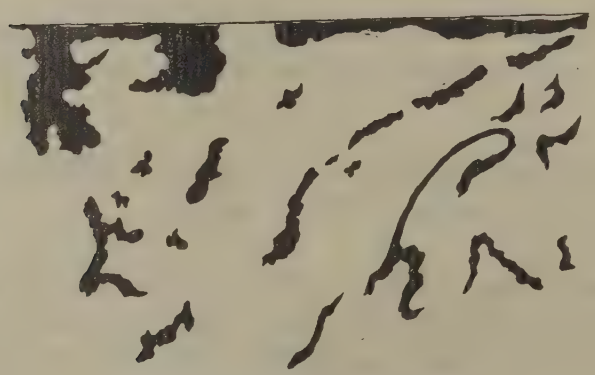


Fig. 2. — Silex en veines très irrégulières et amas dans la craie sénonienne à Micrasters. Falaises à l'Est d'Étretat.

D. Un dernier type, celui-ci unique à ma connaissance pour le moment, observé aux environs de Sens, montre, outre des veines simples, presque verticales, très obliques ou presque horizontales, un réseau complexe et lâche, extrêmement irrégulier (fig. 3). Des veines se bifurquent, d'autres s'anastomosent littéralement, le tout formant une combinaison de lignes droites, courbes, sinueuses, accidentées de véritables crochets. Des silex en rognons et en tables font partie de l'ensemble. Aucun système de diaclases régulières n'est visible. On dirait que des solutions de continuité se sont produites de la façon la plus capricieuse, comme sous l'influence d'une compression très irrégulière et d'un écrasement et que les fissures ont été injectées de silice, image qui n'a pas la prétention de traduire la vérité.

Fig. 3. — Veines et réseau de silex visibles en 1925 dans la craie à *Micraster cor anguinum* des environs de Sens. (Carrière de la Soc. Porteret et Cie.)

Plusieurs faits ressortent clairement de mes observations. Les veines sont toujours très minces, souvent discontinues, et, de préférence, faiblement inclinées sur l'horizon. Sauf en des cas que l'on peut tenir pour très exceptionnels, elles présentent un développement en hauteur qui n'excède pas quelques mètres; et de plus, elle sont généralement indépendantes des diaclases proprement dites, contrairement à ce qu'on a toujours dit.

Caractères physiques. — Les silex sont tout à la fois des roches tres dures, particulièrement étincelantes sous l'action du briquet, ce qui leur fait donner le nom de silex *pyromaques*, et fragiles.

Leur *densité*, d'après M. W. J. Sollas est comprise entre 2.57 et 2.67.

La *couleur* des silex offre une gamme de teintes passablement étendue, s'échelonnant du noir au gris blanc avec des tons qui ne sont jamais vifs. Il y a des silex gris, blonds, jaune chamois, jaune de miel, rosés, bruns, noirâtres et même noirs. Selon qu'ils sont homogènes ou non, les silex ont une couleur uniforme ou non. Il en est de tachetés, particularité qui peut se traduire par l'existence de noyaux plus clairs que le fond, susceptibles en se multipliant de communiquer à la roche un aspect bréchoïde.

L'*éclat* est pour le moins luisant, souvent corné, parfois lustré ou gras, rarement terne.

La *texture*, fine, et compacte au possible, est caractérisée par l'absence absolue de grain discernable aussi bien à l'œil nu qu'au toucher. Il n'y guère à noter que deux différenciations, l'une qui rend le silex zonaire, par suite de l'alternance de bandelettes concentriques de nuances distinctes et plus ou moins bien définies, et l'autre qui communique aux silex une apparence bréchoïde, qui n'est à proprement parler qu'une structure pseudo-bréchoïde.

Toujours très large, la *cassure* est lisse, plane, courbe, irrégulièrement ridée, conchoïdale, rarement conique. Sauf dans certains grès lustrés de Fontainebleau, il est impossible d'observer une cassure conchoïdale mieux réalisée que dans certains silex. Il n'est pas rare que la cassure soit finement écailleuse, mais sans que les écailles acquièrent un degré de fréquence comparable à celui des quartzites. Dans tous les cas, la rencontre des plans de fracture engendre des bords coupants, comme il n'en existe dans aucune autre roche sédimentaire, exception faite pour certaines meulières [1].

La *fragmentation* se fait par éclats ou par esquilles, toujours semi-translucides ou translucides, comme le bord tranchant des échantillons.

[1] Au temps où l'on fabriquait des pierres à fusil, on avait observé que le « caillou » de couleur blonde est plus cassant que celui de couleur bleuâtre. Toute la production était tirée du Loir-et Cher et de l'Indre, et principalement de quatre communes. Les tailleurs de pierres à fusil étaient connus sous le nom de *caillouteurs*. [C^en^ Dolomieu, Mémoire sur l'art de tailler les pierres à fusil (silex pyromaque) (*Journ. des Mines*, an v, p. 693-712).]

Bien que d'une compacité extrême, les silex passent pour être *poreux* (Cordier), propriété qui leur permettrait d'emmagasiner une plus forte proportion d'eau et les rendrait translucides.

D'après Dolomieu, le silex projeté en fragments sur une plaque de fer chaude, « sautille et pétille, et y devient opaque ». « Calciné, dans un têt, il perd 2,50 de son poids, il augmente de volume, devient d'une blancheur extraordinaire, et alors se retrouve très cassant et presque friable. Dans cet état, il a le coup d'œil de la plus belle pâte de porcelaine.... Distillé dans une cornue et poussé au plus grand feu, il donne un peu de gaz acide carbonique, et une quantité d'eau qui va au 2,00 de son poids »[1]. Ch. d'Orbigny a montré qu'en chauffant un peu de silex, réduit en poudre fine, dans un tube de verre avec une lampe à alcool, on provoque le dégagement de vapeur qu'on voit se condenser sur les parois du tube[2]. Le quartz ne donne rien de pareil.

Avec le temps, les silex perdent leur eau de carrière, mais pas en totalité, et selon M. A. Lacroix, ils sont susceptibles de la reprendre à la longue, grâce à l'opale qui fonctionnerait comme hydrophane[3]. A ce sujet, M. A. Lacroix rappelle le cas de silex taillés trouvés dans un tumulus des Côtes-du-Nord, qui se brisaient sous la pression des doigts au moment de l'extraction, et qui avaient repris leur dureté normale quelques heures plus tard[4]. La présence de cette eau faciliterait la taille des silex, raison pour laquelle on travaillait la matière aussitôt après l'extraction, à l'époque où elle servait de pierre à fusil.

Les observations de M. A. Lacroix tendent à faire jouer un rôle très important à l'opale dans les changements de dureté des silex avec le temps. Toutefois la question ne me paraît pas élucidée complètement, du fait qu'une infinité de silex sont extrêmement pauvres en silice hydratée. Tant qu'on n'aura pas étudié les variations de la teneur en eau en fonction des teneurs

[1] C^te^ Dolomieu, Mémoire sur l'art de tailler les pierres à fusil (silex pyromaque) [*Journ. des Mines*, an v, n° XXXIII, p. 701].

[2] P.-L.-A. Cordier, *op. cit.*, p. 212, note infrapaginale de Ch. d'Orbigny.

[3] Très variable, la teneur en eau de l'opale est généralement comprise entre 3 et 9 p. 100; elle peut descendre à 2 p. 100 et dépasser 15 p. 100 (A. Lacroix, *op. cit.*, t. III, p. 318), ce qui fait supposer l'existence de toute une série d'hydrates de l'acide silicique.

Du moment qu'il faut très longtemps pour réhydrater les silex, c'est la preuve que la porosité n'est pas en jeu.

[4] A. Lacroix, *op. cit.*, t. III, p. 150.

en opale, un certain doute continuera à planer sur l'importance qu'il faut attacher à ce minéral en la matière.

Dans la très grande majorité des accidents siliceux de la craie, la substance même des silex ne s'arrête pas brusquement au contact de la craie, et généralement elle se différencie en une zone d'épaisseur variable, à texture grenue, de teinte claire, qui n'est autre que la patine. Les caractères de cette patine seront analysés en temps opportun.

Composition chimique. — La plus ancienne analyse d'une pierre à fusil, faite par Klaproth [1], a fourni les résultats suivants :

Silice	98.00
Chaux	0.50
Alumine	0.25
Oxyde de fer	0.25
Volatilisé par le feu	1.00
TOTAL	100.00

A.-F. Renard et C. Klément ont donné d'un silex noir de la craie de Nouvelles l'analyse suivante [2] :

Silice totale	97.50
Silice soluble dans la potasse (traitement de 3 heures)	51.00
Silice soluble dans la potasse (traitement de 12 heures)	86.00
Perte au feu	1.30

Le poids spécifique de l'échantillon analysé est de 2,606 [3].

En tenant compte de la solubilité de la matière dans la potasse, de la perte au feu et surtout du poids spécifique, les auteurs ont formulé la conclusion que « la silice doit se rapporter pour la presque totalité à la variété cristalline de ce corps ».

Les cinq analyses suivantes, bientôt complétées par d'autres, donnent une idée plus exacte de la composition des silex.

[1] KLAPROTH, Analyse d'une pierre à fusil ou silex (*Journ. des Mines*, n° 21, an IV, p. 1-4).

[2] A.-F. RENARD et C. KLÉMENT, Sur la nature minérale des silex de la craie de Nouvelles. Contribution à l'étude de leur formation (*Bull. Ac. roy. de Belgique*, 3e S., t. XIV, n° 12, 1887. Ext. p. 24).

[3] Celui de l'opale est de 2,2 à 2,3.

COMPOSITION CHIMIQUE DES SILEX.

ÉLÉMENTS.	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO^2 (totale)	92.30	96.40	89.90	96.15	95.17
SiO^2 (soluble)	1.15	0.80	0.80	1.20	1.55
Al^2O^3	0.35	0.64	0.58	0.59	0.41
Fe^2O^3	0.60	2.31	3.27	0.96	1.04
CaO	2.25	0.20	3.45	0.10	0.10
MgO	0.10	traces.	traces.	//	0.10
K^2O	//	0.10	0.24	//	//
Na^2O	0.29	0.30	//	0.21	0.18
TiO^2	traces.	//	//	//	traces.
P^2O^5	traces.	//	0.10	//	traces.
CO^2	1.45	//	2.00	//	0.10
H^2O	2.05	0.82	0.20	0.90	0.90
TOTAL	99.39	100.77	99.74	98.91	97.90

I. Silex du sommet du Turonien, Val-aux-Clercs, près Fécamp (Seine-Inférieure). — II. Silex de la base du Sénonien, Fécamp. — III. Silex bréchoïde, Sénonien, Fécamp. — IV. Silex zoné de Meudon (Seine-et-Oise). — V. Silex de Nouvelles (Belgique).

Retenons pour l'instant que les teneurs en silice totale oscillent, en gros, entre 90 et 96 p. 100, que plusieurs des types analysés ont conservé d'importants témoins de carbonate de chaux, et que tous sont alumineux dans la mesure où la craie silicifiée l'est elle-même, soit très faiblement.

Analyse micrographique (Pl. XXIII, fig. 91 et pl. XXV, fig. 99). — Tout silex typique, tel celui de la craie blanche du Bassin de Paris, est incolore en coupe mince. Entre les nicols croisés, il revêt l'aspect cryptocristallin, par excellence, c'est-à-dire qu'il se résout en une mosaïque de la plus grande finesse, composée d'une infinité d'éléments d'apparence granulaire, observés dans toutes les orientations possibles (fig. 91 et fig. 99, *a*), l'ensemble revêtant une teinte nettement ardoisée. De grandes plages ne montrent absolument rien de plus, mais dans toutes les préparations l'homogénéité du dépôt est tant soit peu troublée par des débris organiques, en nombre variable, rarement très élevé, à l'exclusion complète de minéraux détritiques.

Quels qu'ils soient, ces corps organisés se détachent du fond par une cristallisation plus large que celle de la silice ambiante. En première ligne viennent des spicules d'Éponges. Invariablement calcédonieux et presque toujours dépourvus de canal (fig. 99, *b*, *c*), ils accusent ou non une orientation des fibres de calcédonite. Dans le premier cas, celles-ci s'ordonnent en rayons autour de l'axe des bâtonnets, alors que dans le second leur distribution n'obéit à aucune règle. Il en résulte que des coupes transversales montrent, soit des croix noires plus ou moins régulières, soit des groupes de fibres disposées en éventails ayant leur centre sur le bord des sections, soit, enfin, des fibres disposées confusément. Quant aux sections verticales, elles sont constituées par des fibres disposées normalement à l'axe et le plus souvent associées en petits éventails, ou réparties en désordre.

En général, les seuls vestiges organiques reconnaissables après les spicules d'Éponges appartiennent aux Foraminifères. Tantôt, leur test seul est différencié par une cristallisation plus large, avec ou sans orientation des fibres perpendiculairement à la surface; tantôt, la coquille et son contenu, formés d'éléments moins exigus, se détachent du fond, le test continuant ou non à se distinguer de l'ensemble formant noyau. Dans un cas, très rare à ce qu'il semble, la roche est pétrie de Foraminifères indiscernables, sauf en examinant les coupes avec le condenseur très baissé.

S'il existe d'autres débris, et il s'en trouve assez fréquemment, leur place est marquée par de la calcédonite cristallisée en éléments moins petits que ceux qui les englobent, sans que rien de leur microstructure ne transparaisse, sauf exception. Il s'agit de représentants de Mollusques (Inocérames), de Brachiopodes, d'Échinodermes et plus rarement de Bryozoaires. Nous verrons plus loin que certains de ces restes organiques peuvent subsister en plein silex avec leur composition première.

Au total, ces débris organiques ne représentent qu'une très minime fraction de la roche, lorsque les silex sont subordonnés aux craies blanches à *Micraster cor anguinum* et à Bélemnitelles. Il y a même des silex à *M. c. anguinum* de Fécamp dont les spicules et autres restes organiques sont presque complètement exclus. Ce sont les plus finement cristallisés de tous. La craie est-elle moins fine, on voit alors intervenir dans la constitution des silex des organismes en nombre moins limité, leur multiplication ne se faisant nullement au profit des Spongiaires.

Manières d'être de la silice. — Au point de vue minéralogique, l'étude des silex de la craie met l'observateur en présence d'insurmontables difficultés, lorsqu'il tente d'identifier les plus petits éléments de la mosaïque visible entre les nicols croisés. Leurs dimensions sont telles qu'ils se superposent dans l'épaisseur des coupes minces, particularité qui entraîne, tantôt la formation d'ombres roulantes qui gênent le diagnostic, tantôt des phénomènes de compensation qui le rendent impossible. Mais en cherchant des éléments moins exigus, qu'on finit toujours par trouver, il est possible de mettre en évidence une structure fibreuse avec un allongement négatif qui ne laisse aucun doute sur l'existence de la *calcédonite*. De loin en loin, on rencontre un silex typique dans lequel la silice a cristallisé avec une moindre finesse. Un pareil silex sera susceptible de fournir une plage de calcédonite distribuée en éventails et sphérolithes, très visibles aux plus faibles grossissements, parfois accompagnés de petits nids de *quartz*. Ce sont des accidents, assez rares d'ailleurs, qui n'en font que mieux ressortir le caractère cryptocristallin des plages voisines.

Bien que réduite à un rôle des plus accessoires, l'*opale* est un élément de première importance pour la physionomie du silex.

Dans les rares analyses micrographiques des silex, la question de la silice monoréfringente tient une place infime et il est des cas, où la lecture des descriptions laisse l'impression très nette que leurs auteurs n'ont réellement pas vu ce minéral.

Déjà, en 1833, J. N. Fuchs[1] en signalait la présence en association avec de la silice cristalline ou quartz. Pour M. W. J. Sollas[2] les silex se résolvent en une variété cristalline de l'acide silicique et en un hydrosel de silice qui serait une forme de l'hyalite et non l'opale commune.

Décrivant la masse fondamentale d'un silex de la craie de Nouvelles, observée entre les nicols croisés, Renard et Klément écrivent : « A la lumière polarisée, cette pâte donne la polarisation d'agrégats et se montre en même temps formée de grains excessivement fins dont quelques-uns réagissent entre les nicols croisés et d'autres se présentent comme sensiblement isotropes. . . . Il est difficile de définir exactement les contours respectifs des plages isotropes

[1] J. N. Fuchs, *in* W. J. Sollas, *Paviland Cave*, etc., p. 359.
[2] W. J Sollas, *op. cit.*, p. 358.

et cristallines, à cause de la petitesse des grains et de l'enchevêtrement des éléments constitutifs de cette pâte. On dirait que la silice amorphe est intercalée en particules infinitésimales entre tous les grains cristallins. » [1] En fait, il n'y a pas de plages isotropes dans les silex de la craie de Nouvelles, mais des superpositions d'éléments produisant des phénomènes de compensation. Quant à l'existence d'une sorte de réseau d'opale embrassant les « grains cristallins », elle est des plus hypothétiques. Et, point capital, ni la lumière transmise, ni l'emploi des nicols croisés ne permettent de reconnaître l'opale des silex [2].

Il est à peu près impossible de tirer une préparation d'un silex sans qu'elle ne renferme au moins des traces d'opale. Les façons d'être de cette silice sont très variées :

1° On la voit former des ponctuations, à peine perceptibles, tant elles sont exiguës, répandues à profusion, soit dans la gangue, soit sur l'emplacement des organismes, soit sur les deux à la fois, et susceptibles de donner l'impression aux très faibles grossissements d'un milieu quasi continu. Cantonnées sur les débris organiques elles les font ressortir avec un aspect porcelané. Des spicules d'Éponges, des portions de test d'Inocérames, des Foraminifères, sont individualisés de la sorte avec la plus grande netteté en lumière réfléchie. Telle préparation de silex, très pauvre en traces de Foraminifères visibles en lumière blanche ou entre les nicols croisés, s'en montre pétrie en lumière réfléchie;

2° L'opale s'individualise en flocons, mouchetures, séparés par des intervalles exclusivement calcédonieux, répandus à profusion ou clairsemés, seulement visibles en lumière réfléchie;

3° Elle se concentre en plages microscopiques, submicroscopiques ou de grandes dimensions, débordant des préparations et correspondant alors à des taches opalescentes, plus ou moins bien individualisées, généralement très fondues sur leurs bords, et visibles sur la cassure de nombreux silex. Même au cas où elles sont développées au maximum, ces concentrations ne donnent

[1] A. F. Renard et C. Klément, *op. cit.*, p. 22.

[2] Pour procéder à cette étude, les silex de la craie de Nouvelles étaient d'ailleurs aussi mal choisis que possible, car ils sont particulièrement pauvres en opale, sauf dans les cas de concentration exceptionnelle.

jamais l'impression d'un milieu continu. Il s'agit, au fond, d'une très légère imprégnation, suffisante pour produire le reflet caractéristique, mais n'influençant en rien les propriétés du milieu calcédonieux, lequel réagit comme s'il existait seul;

4° Tout autre est le cas de quelques taches isolées, où la concentration de la silice hydratée est assez marquée pour qu'il y ait des rudiments de zones, voire des zones bien dessinées, avec individualisation d'un ou plusieurs globules d'opale. Dans l'espèce, le reflet opalescent est plus accentué et la biréfringence de la calcédonite associée à la silice hydratée se trouve sensiblement diminuée. De pareils complexes font tache entre les nicols croisés.

Dans tous les cas où l'opale peut être mise en évidence, *il est hors de doute qu'elle n'est pas intercalée entre les éléments de calcédonite, mais qu'elle est fixée dans l'épaisseur même de ces éléments.*

Par sa fréquence, l'opale modifie beaucoup la translucidité des silex. Elle la diminue, et voile littéralement les cassures lorsqu'elle atteint son maximum de diffusion. Dans les cas de concentration sur de grands espaces, les silex sont comme tachés. On peut dire, en manière de conclusion, que plus un silex est translucide sur ses bords, et moins il renferme de silice monoréfringente; plus il est voilé ou taché sur les cassures, plus il est chargé d'opale — ou de témoins crayeux. Pour éviter toute ambiguïté, à cet égard, il faut ajouter que le trouble ainsi observé sur les cassures ne va que bien rarement jusqu'à l'opacité, et qu'il est produit, en somme, par une proportion d'opale extrêmement réduite. Il s'agit, au fond, d'une petite cause produisant un grand effet.

Cas particulier des silex zonés (Pl. XXX, fig. 118 et 119). — Les silex zonés, dont il existe de très beaux spécimens dans le Bassin de Paris, correspondent, en ce qui concerne la distribution de l'opale, à un cas particulier du cas général. Certains silex de la craie de Meudon, de Fécamp, etc., se font remarquer par une texture zonaire très apparente, déterminée par l'alternance de zones claires, teintées en gris, gris blanc, et de zones de couleur plus ou moins foncée, susceptibles de se répéter un grand nombre de fois. Les premières sont opaques, et les secondes diaphanes comme le silex typique.

Dans un échantillon recueilli autrefois dans la craie jaune, durcie, tubulée

de la tranchée des Moulineaux, on distingue du centre à la périphérie, sur une largeur d'environ 3 centimètres, au moins une trentaine de zones concentriques, d'épaisseur variant d'un trait à plusieurs millimètres, se succédant régulièrement avec une forme générale elliptique. Dans l'espèce, les enveloppes successives sont franchement arrêtées, et partout la texture en question est remarquablement nette. Un silex de la craie à *M. c. anguinum* de Fécamp montre des zones de plusieurs millimètres, d'un dessin passablement flou, se succédant avec une grande régularité. Les variantes ne manquent pas, et dans des silex de Meudon et de Bougival, le nombre des zones se trouve réduit à deux ou trois.

Dans cet ordre d'idées, les plus beaux échantillons connus ont été fournis par les formations coralligènes de Bailly, près d'Auxerre (Yonne). Ce sont des silex très opaques, montrant une alternance de larges zones blanchâtres et grises, souvent ordonnées avec une régularité toute géométrique, et susceptibles de reproduire les figures d'interférence des cristaux biaxes, avec trace du plan des axes à 45° des sections principales des nicols croisés (fig. 119).

Au microscope, le silex de la tranchée des Moulineaux reste zonaire, sauf entre les nicols croisés. En lumière transmise, les zones paraissent avoir concentré une matière pigmentaire qui leur communique un aspect gris jaunâtre sale, les autres correspondant, au contraire, à des bandes très pures. On peut alors constater que les premières sont moins individualisées que l'échantillon ne le fait supposer. En lumière réfléchie, les deux types de zones sont non moins différenciés par un reflet opalescent, localisé sur les zones grises. La texture zonaire est donc ici la conséquence de la concentration de l'opale en zones distinctes, alternant avec des zones calcédonieuses, exemptes d'opale, ou peu s'en faut.

Dans les zones opalescentes, les microorganismes sont conservés en plus grand nombre que dans les autres et, par surcroît, leur dessin y est mieux arrêté. Des Foraminifères ont souvent leur test chargé d'opale. On notera, en outre, que beaucoup de formes organiques, distinctes en lumière blanche, disparaissent entre les nicols croisés, parce que la calcédonite ne s'est pas différenciée sur leur emplacement. C'est le cas également pour des débris d'Inocérames, très nets en lumière ordinaire. L'effacement complet des textures organisées est la règle presque absolue dans les zones incolores, et seuls deux ou trois spicules d'Éponges et plusieurs Foraminifères y échappent, bien que la faune microscopique paraisse avoir été très riche.

Au microscope, les silex de Fécamp avec zones moins différenciées reflètent la structure zonaire moins nettement que ceux des Moulineaux. Avec un très bon éclairage — lequel est nécessaire — on distingue, en lumière transmise, des bandes assez mal définies qui ont concentré de toutes petites impuretés, et d'autres d'aspect très pur. En lumière réfléchie, les premières ont ceci de particulier que les microorganismes se détachent en blanc et que le fond se montre parsemé de minuscules flocons blancs. La matière qui engendre ce reflet est extrêmement divisée, au lieu d'être concentrée comme dans le silex des Moulineaux, mais c'est encore la répartition en zones de l'imprégnation d'opale qui est la cause de la structure zonaire.

L'analyse d'autres silex zonés, et notamment celle des admirables matériaux fournis par les formations coralligènes des environs d'Auxerre (p. 442), permet de généraliser les observations ci-dessus et de conclure que *la concentration de la silice monoréfringente en zones distinctes et sa raréfaction, ou son absence en d'autres zones, expliquent la structure zonaire dans tous ses détails.* Il tombe sous le sens qu'une pareille différenciation ne peut être qu'originelle. Quant au pourquoi de cette répartition en zones de l'opale, il nous échappe complètement.

Matériaux non siliceux des silex typiques.

(Pl. XXVIII, fig. 108 et 109.)

Des silex, caractérisés par une pâte extrêmement fine, sont susceptibles de s'écarter du type tout à fait normal, non seulement sous l'influence de l'opale qui leur donne une apparence voilée ou tachetée, mais encore par l'inclusion d'éléments étrangers au silex, tels que carbonate de chaux en proportions exceptionnelles, glauconie et grains de phosphate de chaux. Il y faut encore ajouter des composés ferrugineux, généralement représentés par d'infimes quantités, mais avec de notables exceptions, comme le montrent les analyses II et III (p. 437). Sauf à la périphérie des rognons, on n'observe guère que de l'oxyde de fer anhydre, concentré en points et tout petits flocons, de couleur rouge en lumière réfléchie. De ces matériaux étrangers, je retiendrai uniquement les témoins de craie et les grains de phosphate de chaux.

1. **Silex à témoins de craie.** — *Silex pseudo-bréchoïdes et silex cariés*

(*pars*). — Quand, pour des raisons inconnues, les silex englobent des portions de craie, qui ont échappé plus ou moins à la silicification, au moment de la concentration de la silice, des sorts très différents peuvent être réservés aux témoins de la boue crayeuse. Beaucoup conservent plus ou moins leurs caractères de craie et il résulte parfois de leur présence, en grand nombre, une structure pseudo-bréchoïde. D'autres disparaissent en laissant des vides, et rentrent dans le complexe des silex cariés. Chacun de ces types mérite de retenir notre attention.

A. Dans la plupart des exemples observés, la gangue calcaire de la craie convertie en silex n'est plus représentée que par des particules fort exiguës ou par de petites plages (fig. 108, *a*), les unes et les autres à contours très rongés. Et autant les rhomboèdres et grains de calcite, engendrés au cours même de la silicification, sont fréquents dans les silexites du calcaire carbonifère, autant ils sont rares dans les silex de la craie blanche. Dans les échantillons qui font exception, lesdits rhomboèdres sont représentés à différents états (fig. 109).

Les vestiges de craie distribués en quantité appréciable dans les silex s'y comportent de deux façons. Tantôt, ils sont indiscernables à l'œil nu et répartis dans toute la masse, auquel cas la roche est caractérisée par une cassure blanchâtre ou laiteuse et par une moindre translucidité sur les bords. Tantôt, les représentants de la craie sont concentrés en taches blanches ou gris blanc, qui font contraste à tous égards avec la matière du silex. Les unes n'ont qu'une individualité toute relative, fondues qu'elles sont sur leurs bords avec la masse des silex, qui revêt sur leur emplacement un aspect nuageux ou laiteux; les autres, au contraire, ressortent comme des corps étrangers. Dans tous les cas, la taille des témoins visibles peut varier beaucoup dans l'étendue d'un même rognon. La craie des falaises de la Manche, et celle de la région de Fécamp, en particulier, fournissent beaucoup d'exemples de silex à cassure voilée ou tachetée.

Les plus beaux types de silex à noyaux de craie plus ou moins silicifiés étaient visibles il y a une quinzaine d'années dans la craie exploitée à Meudon, près du viaduc du chemin de fer de Versailles. On y voyait de nombreux échantillons montrant sur les plans de cassure des îlots gris blanc de craie durcie de toute taille, mesurant jusqu'à 10 centimètres de plus grand diamètre. Tous, très irréguliers de forme, réalisaient le caractère d'éléments témoins

entaillés de golfes profonds, ornés de protubérances, et, en un mot, d'aspect franchement corrodé. Réunis en grand nombre, ils communiquaient à la cassure des silex un aspect bréchoïde très prononcé.

Les caractères morphologiques ci-dessus indiqués ne s'étendent pas à tous les silex englobant des noyaux de craie. Des silex des falaises de la Manche renferment de petits amas crayeux gris blanc, à contours irréguliers, subarrondis, voire même de forme nettement arrrondie.

Au microscope, les témoins de craie des silex pseudo-bréchoïdes de Meudon affectent deux manières d'être principales : certains d'entre eux, en apparence silicifiés à la périphérie seule, passent au silex typique, par une transition rapide, presque brusque. Dans les autres, la silicification s'étend à toute la masse, mais elle n'est que partielle, et plus on s'écarte du silex et plus le carbonate de chaux l'emporte. De toutes façons, il y a soudure extrêmement intime entre les noyaux et le silex. Au fond, la silicification des témoins de craie est plus avancée qu'il ne semble, car jamais, à ma connaissance, les silex ne font effervescence aux acides. C'est la preuve qu'il existe pour le moins une imprégnation générale qui divise les particules crayeuses, au point de les empêcher de réagir en masse.

Dans le cas des silex de Meudon, il y a de sérieuses présomptions en faveur d'une silicification relativement tardive des noyaux calcaires, et certainement postérieure à la formation du silex même. Tels qu'ils sont à présent, les silex pseudo-bréchoïdes de Meudon résulteraient donc d'une silicification en deux temps.

Il existe dans les falaises de la Manche un tout autre type de silex à témoins de craie. Ceux-ci, nullement envahis par la silice, forment un peu partout dans la masse du silex des noyaux de craie tendre, faciles à détacher. En l'espèce, le silex se résout en une sorte d'éponge grossière, emprisonnant des amas de craie de toutes dimensions.

Quel que soit le facies des représentants de la craie, *les silex calcarifères à tous les degrés, et les silex pseudo-bréchoïdes, en particulier, ne sont pas autre chose que des silex frappés d'arrêt de développement et, partant, inachevés.* Mieux que tous les autres, ils imposent la notion que les silex résultent d'un phénomène de silicification de la craie. Observons en passant que l'existence des silex à noyaux de craie tend à prouver que l'épigénie ne se produit pas nécessairement en partant d'un point plus ou moins central pour gagner progressivement vers la périphérie.

B. On désigne sous le nom de silex *cariés* des silex creusés de cavités irrégulières qui les font ressembler plus ou moins à des dents profondément atteintes de carie. Le terme carié a d'abord été appliqué à des « silex meulières » criblés de cavités, attribuées par Cordier à la disparition totale ou partielle d'une matière calcaire, dissoute par de l'eau chargée d'acide carbonique[1].

La carie des silex de la craie est un accident dû à de multiples causes. Dans le cas envisagé ici, elle résulte de la dissolution de témoins de craie. Les falaises de la Manche, notamment d'Étretat, de Saint-Valéry-en-Caux, etc., fournissent aux affleurements quantité de silex du type carié, comportant l'existence de cavités teintées en blanc, aux limites infiniment capricieuses, de toutes dimensions, qui représentent jusqu'à la moitié et même davantage du volume des rognons. Ce sont alors de véritables éponges de silex. A ma connaissance, ces silex à noyaux de craie détruits se rencontrent dans toutes les parties exposées à l'action des flots et des agents atmosphériques. Autrement dit, le développement de la carie en question serait un phénomène actuel. J'ignore s'il existe dans l'épaisseur de la craie de véritables silex cariés. Dans l'affirmative, le problème de l'élimination du carbonate de chaux se poserait dans les mêmes conditions que pour les silex creux à accroissement endogène (p. 475).

2. **Silex des craies phosphatées.** — Les craies phosphatées à Bélemnitelles du Nord de la France n'ont fourni qu'un nombre infime d'échantillons de silex, en dépit de la présence dans ces craies d'une proportion parfois notable de *spicules phosphatisés*. Ceux qu'il m'a été donné d'observer sont caractérisés par une gangue siliceuse identique à la pâte des silex les plus fins, dans laquelle sont isolés tous les éléments phosphatés. Aucun témoin de carbonate de chaux n'est visible. Tout ce qui était resté calcaire dans les matériaux phosphatés a été silicifié. C'est ainsi que les tests de Foraminifères sont, en totalité, calcédonieux. Et ils le sont, que les coquilles soient libres ou engagées dans des complexes phosphatés. Abstraction faite de quelques spicules calcédonieux, à signaler dans presque toutes les coupes minces, on peut dire que la connaissance des craies phosphatées permet d'affirmer qu'il n'y a de siliceux que les parties calcaires échappées à la phos-

[1] P.-L.-A. Cordier, *op. cit.*, p. 213.

phatisation, le silex n'ayant jamais pris la place du phosphate de chaux. Dans le cas des Foraminifères inclus dans des éléments phosphatés, il faut donc admettre que la solution siliceuse a dû traverser leur enveloppe phosphatée pour les atteindre. Le même phénomène s'est produit en sens inverse pour la solution de carbonate de chaux élaborée aux dépens des coquilles lors de leur silicification.

Loin d'être pauvres en silex comme celles du Nord de la France, les craies phosphatées des environs de Mons et celle de Ciply, notamment, en renferment d'innombrables échantillons. En multipliant les préparations, on peut analyser toutes les étapes de silicification entre la craie phosphatée, dont le ciment calcaire a subi un commencement de silicification se manifestant un peu partout à la fois, et la roche à ciment entièrement phosphaté. D'une manière générale, la gangue calcaire, beaucoup moins fine que celle de la craie phosphatée du Nord de la France, a engendré une gangue siliceuse également moins fine que celle des silex correspondants. Elle a même donné naissance à des portions de grands sphérolithes et à des groupements d'éventails de calcédonite, comme il s'en trouve dans les silex largement cristallisés dont il va être question, ainsi qu'à un peu de quartzine. Il est à noter que dans le cas où le phosphate de chaux a envahi le ciment de la craie, ce qui n'est pas rare, le phénomène de phosphatisation est certainement antérieur à la silicification.

Pétri d'éléments phosphatés et renfermant souvent un grand nombre de témoins de craie phosphatée, ce type de silex s'écarte beaucoup du silex normal. Le fond siliceux en est voilé, taché, et fréquemment interrompu par des noyaux crayeux, si bien que l'aspect vitreux a fréquemment disparu, que la translucidité des bords est considérablement atténuée et que la texture est moins fine, au point que beaucoup d'échantillons ont un grain perceptible à l'œil nu. Il en résulte que l'individualité des nodules n'est plus du tout ce qu'elle est pour les silex de la craie blanche, à telle enseigne qu'une foule de rognons entraînent avec eux un peu de gangue quand on les détache. Une pareille variété sert de transition, à certains points de vue, aux silex largement cristallisés.

Des silex sont également connus, et en grand nombre, dans les phosphates du Nord de l'Afrique.

B. — Silex à structure non cryptocristalline.

(Pl. XXVI, fig. 100-102.)

Les silex que je fais rentrer dans ce groupe n'ont plus, à l'œil nu et au microscope, l'air de famille qui se dégage avec tant de netteté de l'ensemble des silex à pâte cryptocristalline. C'est qu'à l'uniformité des caractères de la craie entraînant celle des silex s'oppose la variété de constitution des calcaires impliquant une grande diversité de manière d'être dans les accidents siliceux. Et encore cette variété n'est-elle pas seule en jeu, et faut-il faire entrer en ligne de compte l'état de conservation des matériaux organiques, la fréquence et l'importance des témoins calcaires, l'intervention de différents minéraux, etc. Bref, le domaine que nous allons explorer, sans nous y attarder, se révèle trop complexe pour que l'étude des différents types de silex à structure non cryptocristalline puisse trouver place ici. Toute une monographie n'est rien moins que nécessaire pour montrer les multiples aspects de la question. Je laisse à d'autres le soin de l'entreprendre.

En remontant dans le passé, les silex plus ou moins largement cristallisés acquièrent une grande fréquence à certains niveaux. On en connaît, notamment, dans le Cénomanien et dans le Jurassique moyen.

Leur nature particulière n'est pas une question d'âge mais une question de roche-mère, et il n'y a pas l'ombre de raison pour que les deux types de silex ne se rencontrent pas dans des formations de même âge, dès l'instant qu'elles sont de facies différent.

Le mode de gisement est le même. On les trouve en rognons très prépondérants, en lits beaucoup moins répandus que dans la craie, et jamais en veines coupant la stratification, du moins à ma connaissance. Aucune des propriétés physiques des silex cryptocristallins ne se retrouve sans changement dans les accidents siliceux de cette catégorie. En général, la translucidité est considérablement diminuée et les cassures voilées sont beaucoup plus fréquentes que dans les silex de la craie. Sans être seule en cause, l'opale est plus répandue ainsi qu'en témoigne son reflet caractéristique. Au surplus, on voit fréquemment transparaître sur le fond vitreux nombre d'éléments grossiers que le silex ne s'est pas assimilé complètement, tels que des oolithes, des débris organiques, etc. La texture est moins fine, quand elle n'est pas grenue.

Enfin, et pour m'en tenir aux seules propriétés fondamentales, je signale que l'adhérence des rognons aux roches-mères, sans être d'une généralité absolue, est plutôt la règle, et que la patine manque dans la grande majorité des cas.

En quoi de pareilles roches sont-elles encore des silex, c'est ce que l'analyse sommaire de quelques exemples va nous apprendre.

Silex cénomanien des environs de Fécamp (Val-aux-Clercs) [Pl. XXVI, fig. 100]. — Il se montre largement cristallisé au microscope et composé essentiellement de *calcédonite* concentrée en sphérolithes de moyenne dimension, complets ou non (*a*), de *quartzine* accessoire et de *quartz* secondaire assez rare. Plus longues et plus fines que celles de calcédonite, les fibres de quartzine s'ordonnent en beaux éventails, indépendants ou fixés à la surface des sphérolithes de calcédonite. Dans toutes ses manières d'être, la quartzine se distingue nettement de l'autre variété de quartz fibreux qu'est la calcédonite, ne fût-ce que par une biréfringence sensiblement plus élevée qui retient l'œil immédiatement. Quant au quartz secondaire, il est fibreux à la périphérie et passe insensiblement à de la quartzine quand il ne sert pas de support à des fibres de calcédonite.

Dans un pareil milieu, le carbonate de chaux, relégué au rang d'élément rare ou accessoire, suivant les plages, figure à deux états différents : d'une part, poussières ou îlots déchiquetés et microorganismes un peu corrodés, tels que Foraminifères assez fréquents en de certaines plages, le tout représentant un résidu témoin de la roche-mère, et, d'autre part, calcite secondaire développée autour des débris organiques ou concentrée en petits amas ornés de pointements. Les inclusions de calcaire ancien se font de plus en plus nombreuses vers la bordure, grâce à quoi le rognon est soudé à la craie.

Aucun spicule n'est reconnaissable immédiatement dans le fond cristallisé comme on vient de le voir. Mais la roche est passablement poreuse, et parmi les dizaines de vides observés dans chaque plaque mince, il en est de circulaires et d'elliptiques qui marquent certainement la place de spicules globuleux (*c*). A part de rares formes qu'on peut rapporter sans aucun doute à des tronçons cylindriques de spicules, les autres vides, irréguliers de contours, n'ont rien de caractéristique au point de vue morphologique. Peut-être étaient-ils occupés par des spicules de *Lithistidae*. Quoi qu'il en soit, il est évident que le dépôt renfermait des spicules d'Éponges et que ceux-ci ont disparu en

totalité. Leur destruction s'affirme postérieure à la silicification du dépôt, attendu que la calcédonite s'ordonne autour des vides et qu'il est des sphérolithes parfaits ayant un trou comme centre (*b*). Le phénomène de dissolution qui les a fait disparaître est un épisode en tous points comparable à celui qui a engendré les nombreux vides des gaizes, postérieurement à la consolidation et à la silicification de ces roches.

On peut dire que, par la cristallisation large et la différenciation de la silice, la roche se tient à l'opposé du silex cryptocristallin qu'on a coutume de prendre pour type. C'est un silex largement cristallisé, chargé de quartzine, calcarifère et poreux.

Un silex du Bathonien supérieur de Rochefort (Jura) réalise exactement le même état de fossilisation et réunit les mêmes variétés de silice, en l'absence de spicules d'Éponges et de vides susceptibles d'en marquer la place. Il diffère du précédent surtout par la conservation du dessin des éléments figurés, soulignés par d'innombrables impuretés que l'épigénie n'a point fait disparaître. On y retrouve également des témoins calcaires. Les quelques vides qu'on peut observer étaient probablement occupés par des débris organiques, éliminés par décalcification.

Silex cénomanien de Fresville (Manche) [Pl. XXVI, fig. 101]. — Beaucoup de silex des calcaires non crayeux rentrent dans la catégorie précédente. Entre autres variantes, on peut citer le silex du Cénomanien de Fresville, qui est à la fois quartzeux, micacé et glauconieux. De plus, il procède d'un calcaire grossier, représenté ou non par des témoins.

En section transversale, la *muscovite*, très répandue, se résout en longs traits généralement rectilignes et parallèles à la stratification, et moins fréquemment en éléments courts et épais. Beaucoup de lamelles ont été disloquées par la calcédonite de la gangue qui, s'insinuant entre les feuillets, les a plus ou moins écartés. Au nombre des témoins calcaires, il faut citer des restes de Foraminifères, d'Échinodermes, de Lamellibranches indéterminés, représentés notamment par de longues bandelettes calcaires. Des préparations ne contiennent aucune trace de Spongiaires; d'autres renferment quelques grands spicules réduits à leur canal rempli d'opale. Il en est qui sont littéralement criblées de vides, laissés par des spicules trapus et irréguliers, parce que les Spongiaires siliceux ont pris part en grand nombre à la formation du dépôt.

Hormis le quartz clastique, toute la silice est cristallisée en longues fibres de calcédonite, souvent ordonnées normalement à la surface des lames micacées, des bandelettes calcaires et des spicules dissous. De nombreux sphérolithes ont comme centre le vide laissé par les spicules détruits. Il en résulte une physionomie quelque peu aberrante.

Un très curieux échantillon renferme une série d'étroites bandelettes de *pseudocalcédonite* (*b*) qui, à leur maximum de complication, sont accompagnées de *quartz* secondaire, de *quartzine* et de *calcédonite*. A la vérité, la calcédonite constitue à elle seule le fond de la roche, sous forme de fibres orientées en tous sens (*c*). Au contact des bandelettes de pseudocalcédonite en très longues fibres, normales à leur direction, la calcédonite épouse souvent l'orientation de celles-ci, doublant ainsi les traînées de larges lisérés (*b*), beaucoup plus biréfringents. Lorsqu'elles s'élargissent quelque peu, les bandelettes se dédoublent pour faire place à des amas de quartz secondaire (*a*) qui en jalonnent l'axe. Enfin, il arrive, mais rarement, que de la quartzine s'associe à la calcédonite orientée ou, qu'à elle seule, elle engendre des sortes de filaments traversant de part en part les bandelettes de pseudocalcédonite.

L'ensemble rappelle de très près une structure observée dans une meulière (Pl. XXVII, fig. 104).

Du fait que les fibres de calcédonite sont groupées autour des vides marquant la place de spicules, sans jamais y pénétrer, on est en droit de conclure, comme pour les silex du Val-aux-Clercs, que la destruction des restes de Spongiaires est postérieure à la cristallisation de la silice, du moins dans tous les échantillons où cette particularité s'observe.

Les silex, dont la composition et la structure viennent d'être caractérisées sont très différents d'aspect à l'œil nu. Ceux qui ne sont que peu ou point poreux ont la compacité, la cassure, la translucidité et l'aspect vitreux des silex ordinaires avec une teinte brunâtre. Bien que minéralogiquement pareils, les autres sont gris, opaques, très rugueux au toucher, légers, avec une texture ponceuse très prononcée. En sorte que les deux ne se ressemblent guère dans leurs caractères essentiels. Leurs différences tiennent avant tout à l'inclusion d'une infinité de bulles d'air dans les vides des silex de Fresville, c'est-à-dire au phénomène qui teinte en gris clair les verres des ponces.

Silex oolithiques. — Ils sont tels, de par les oolithes que renfermaient

originellement les calcaires aujourd'hui silicifiés. Envahis au même degré par la silice, les calcaires oolithiques sont fort loin d'engendrer des silex identiques au microscope. Tantôt, la silicification a pour résultat l'effacement complet des sections oolithiques en lumière blanche; tantôt, le contraire se produit et le dessin des oolithes ne devient incertain ou tout à fait invisible qu'entre les nicols croisés; tantôt, enfin, la structure oolithique est complètement détruite, et rien de particulier ne marque l'emplacement des concrétions.

En lumière ordinaire, la forme générale des oolithes peut être silhouettée par des impuretés de nature diverse et, notamment, par des matières charbonneuses, lesquelles sont d'ailleurs susceptibles de figurer à haute dose dans des débris organiques faisant cortège aux oolithes (silex bathoniens de Fresne-Camilly [Calvados]. Lorsque la structure concentrique reste visible, c'est grâce à ces impuretés qui la soulignent. L'intervention d'une opale, d'aspect sale, contribue beaucoup à la différenciation des corps oolithiques en lumière blanche (silex du Bathonien des bords de l'Orne, en aval de Caen).

Entre les nicols croisés, la physionomie des silex oolithiques varie beaucoup. A. Rien ne souligne la présence des concrétions, c'est-à-dire que les fibres de calcédonite, pareilles à celles du ciment sont distribuées confusément sur leur emplacement. B. Tout au contraire, elles affectent une disposition radiée plus ou moins nette que font ressortir les nicols croisés par la formation d'une croix noire. C. Non moins fréquemment, la calcédonite est plus largement cristallisée que dans la gangue, mais sans montrer la moindre ordonnance de ses fibres. D. Bien que respectant l'individualité des oolithes, la calcédonite engendre à leurs dépens des sphérolithes complets ou non. E. Enfin, elle peut s'associer au quartz qui engendre de véritables nids de granules au centre des individus. Toutes ces façons d'être s'observent dans une seule et même préparation de silex bathonien de La Celle-Bruère (Cher). L'entrée en jeu de l'opale, comme dans les silex du Bathonien de la vallée de l'Orne, est un facteur de différenciation d'importance. On la voit se combiner à la calcédonite, sous forme de taches, de traînées, ou à dose massive, faisant varier à l'infini l'aspect des oolithes examinées en lumière blanche. Un dernier facteur, appelé à jouer un rôle notable dans certains silex oolithiques, n'est autre que la conservation de témoins calcaires susceptibles de représenter plus de la moitié des corps oolithiques incomplètement silicifiés.

La gangue, entièrement siliceuse ou restée partiellement calcaire, peut être

finement cristallisée, comme la calcédonite des oolithes et, conséquemment, indifférenciée. Au contraire, elle peut être largement cristallisée, alors que la calcédonite des oolithes ne l'est pas, et donner naissance à de longues fibres normales aux oolithes, comblant à elles seules des espaces interoolithiques très réduits. Il arrive, comme l'on sait, que la calcédonite ne fasse qu'un avec celle des oolithes fondues dans la masse de la roche silicifiée et morphologiquement détruites. Dans le cas où l'opale intervient, elle forme des amas très irréguliers, séparés des oolithes par un liséré de calcédonite composé de fibres qui leur sont perpendiculaires.

En somme, la calcédonite, en première ligne, puis l'opale et le quartz interviennent dans la silicification des calcaires oolithiques. Leur association en toutes proportions avec ou sans témoins calcaires, la présence d'impuretés, l'ordre de grandeur des éléments de calcédonite, leur distribution ordonnée ou irrégulière, sont les facteurs qui font varier les silex oolithiques, et dans leurs caractères extérieurs, et dans leur aspect au microscope. Ces brèves indications sont loin d'épuiser le sujet.

Cas particulier d'un silex sphérolithique[1] (Pl. XXVI, fig. 102). — Un silex jaune ferrugineux de la zone à *Barroisiceras Haberfelleneri* des environs de Loches (niveau des calcaires de Villedieu et de Cangey) se décompose, en lumière blanche, en petites concrétions limitées par des contours polygonaux plus ou moins réguliers, de nuance ocre jaune, soulignées dans leur dessin par un trait de limonite brune. Même aux faibles grossissements, la structure concrétionnée des éléments est évidente et l'on distingue dans beaucoup d'entre eux des zones concentriques rigoureusement circulaires, rendues très apparentes, grâce à l'oxyde de fer, et, très fréquemment, une structure finement radiée. Entre les nicols croisés, on ne voit pour ainsi dire que des sphérolithes de dimensions comparables, tous constitués par de la calcédonite et caractérisés par de belles croix noires (*a*). Partout la roche est pareille à elle-même, et c'est en vain qu'on y cherche la moindre trace organique et le plus petit grain détritique. La structure sphérolithique, accidentelle dans certains silex largement cristallisés, est donc ici la règle.

Conclusions. — De proche en proche, on est amené à faire rentrer dans

[1] Je dois ce type de silex à l'obligeance de M. de Grossouvre.

le groupe des silex à structure non cryptocristalline des accidents siliceux foncièrement différents d'aspect des silex de la craie, et dont on ne sait que faire si l'on veut leur assigner une place dans la classification, en dehors de ces roches. Avec les cherts, ils n'ont de commun que l'adhérence à la gangue et la présence de nombreux spicules dans quelques variétés. Des accidents siliceux du calcaire carbonifère (silexites), ils diffèrent à presque tous les points de vue. Quelques-uns rappellent les chailles, dans une certaine mesure, tout en se rapprochant davantage des silex, leurs affinités avec les chailles tenant avant tout à la multiplication des témoins calcaires, par lesquels ils contractent de nombreuses adhérences à la gangue.

Il est vrai de dire que plus le silex s'éloigne du type normal et plus la roche-mère s'écarte de la craie typique. Un calcaire, très grossier, par des débris organiques, par des oolithes, etc., oppose une plus grande résistance à la silicification que la craie. Le résultat se traduit par la multiplication et l'importance des témoins calcaires et par un défaut d'assimilation des gros éléments qui gardent une certaine individualité. Ce sont là deux caractéristiques d'importance pour les silex plus ou moins aberrants. On en peut observer deux autres : l'intervention à grande échelle d'impuretés de nature diverse et celle de nombreux vides engendrés par la destruction de spicules ou la décalcification partielle des silex. Il y a dans ces différences de quoi expliquer toutes les propriétés physiques aberrantes des silex en question : défaut de translucidité, texture grenue, adhérence à la roche-mère, etc.

A mon avis, ces dissemblances ne sont pas telles qu'il faille réserver le nom de silex aux seuls accidents siliceux de la craie blanche. N'était le résidu calcaire beaucoup moins négligeable, en moyenne, dans les silex du second groupe, que la composition minéralogique des deux types serait la même, ce qui importe au premier chef. Le fait que les silex typiques sont libres dans la craie et revêtus d'une patine, et qu'en général les autres sont inséparables de la gangue et dépourvus de patine, ne constitue au fond qu'un caractère de second ordre. D'une part, la patine peut manquer dans les silex typiques, et, d'autre part, lorsque la craie blanche est convertie en calcaire dur, comme dans les Alpes, les rognons font corps avec la roche, tout en restant des silex typiques au microscope. Bref, on est conduit par diverses considérations à rendre le type silex aussi compréhensif que possible; c'est-à-dire à ne pas faire de l'individualité des accidents siliceux et de la présence d'une patine une propriété exclusive des silex de la craie blanche, et à donner le pas

sur toutes les autres aux notions de composition minéralogique et de structure.

C. Patine des silex de la craie.

Quelle qu'en soit la couleur, la plupart des silex passent à la craie ambiante par une zone gris blanchâtre, blanche, exceptionnellement rosée, d'aspect terne, qui leur appartient en propre et dont il est impossible de les séparer. C'est à cette sorte d'enveloppe que *les géologues donnent le nom de patine.*

En fait, la proportion de silex dépourvus de patine est extrêmement élevée et des horizons entiers des falaises crayeuses de la Manche n'en montrent aucune trace, ni dans les rognons, ni dans les silex en tables ou en veines.

L'existence de la patine n'a échappé à aucun des naturalistes qui ont observé la craie au XVIII^e^ siècle.

De Luc en fait une « *croûte* toujours emportée par le *silex* qui indique le passage d'une substance à l'autre »[1].

Dolomieu en parle comme d'une *écorce :* « Les silex pyromaques, lorsqu'ils sortent de leur carrière, sont toujours couverts d'une écorce blanche... d'un aspect terreux, crétacé, d'un tissu lâche, bien moins dure et bien moins pesante que le silex qu'elle recouvre »[2]. Et il ajoute : « Le silex pyromaque, dépouillé de son écorce naturelle et exposé pendant longtemps aux intempéries de l'atmosphère paraît prendre une seconde écorce blanche et friable »[3]. L'auteur attribue nettement la transparence des silex à la présence de l'eau. « Cette eau qui paraît essentielle à tous les silex, et que je nommerai *leur eau radicale* est la cause de leur transparence; leur exposition à l'air, en les desséchant, les rend opaques...; les silex pyromaques sont donc des pierres hydrophanes imparfaites, car elles ne réabsorbent que difficilement l'eau nécessaire à leur diaphanéité... leur cassure devient inégale et sèche lorsqu'ils l'ont perdue »[4].

[1] De Luc, Sur les couches de craie et celles de la houille et sur leurs catastrophes (*Journ. Phys.*, t. XXXVIII, 1791, p. 176).

[2] C^en^ Dolomieu, Sur l'art de tailler les pierres à fusil (silex pyromaque) [*Journ. des Mines*, an V, p. 697].

[3] *Ibid., op. cit.*, p. 700.

[4] *Ibid., op. cit.*, p. 701.

Delamétherie admet que la croûte des silex « est composée d'une légère portion d'argile, mêlée de beaucoup de terre quartzeuse... C'est une grande question parmi les naturalistes, écrit-il, de savoir si cette croûte vient de la décomposition du silex, ou si le silex a été formé au milieu de cette substance ». Delamétherie admet les deux opinions et que « le silex en se décomposant passe à cet état blanchâtre » [1].

Marcel de Serres voit dans la patine « une couche blanchâtre qui paraît de la même nature que la craie blanche dans laquelle les silex sont disséminés » [2].

En 1852, A. Gaudry nous apprend que la teinte de la patine était alors attribuée, tantôt à « une hydratation superficielle », tantôt à « la perte d'eau de mélange produite au contact de l'air ». « Il est vrai, ajoute-t-il, que si un silex est brisé, les surfaces de cassure blanchissent légèrement avec le temps. Mais cette altération n'est pas la cause générale de la blancheur des silex. Cette blancheur est due à la porosité même de certaines parties de la masse... Lorsque les molécules des silex sont éloignées les unes des autres, l'air, s'interposant entre ces molécules, donne à leur ensemble un aspect blanc. Chaque fois que la silice devient celluleuse, on le voit passer à cet aspect d'une manière tout à fait insensible, et, si la masse du silex est entièrement poreuse, elle reste parfaitement blanche, ou au moins garde une couleur mate, sans aucune transparence » [3].

La contribution des auteurs récents à l'étude de la patine des silex de la craie est malheureusement limitée à un petit nombre de documents. Dès 1875, Friedel établissait pour la première fois la distinction entre les *silex altérés* et les *silex patinés* : « Il ne faut pas confondre, écrivait-il, avec les croûtes provenant de cette altération celle qui recouvre souvent les silex en place dans la craie... Il y a eu, dans ce cas-là, empâtement de craie par la silice au moment où elle s'est concrétée; il est facile de reconnaître dans ces croûtes que présentent les silex du Tréport, du Havre, etc., la présence d'une notable proportion de carbonate de chaux » [4]. De cette distinction il n'a plus

[1] J. C. Delamétherie, Théorie de la Terre, 1797, 2e éd., t. II, p. 140.

[2] Marcel de Serres, De l'origine des silex de la craie (*Soc. linn. Bordeaux*, 2e S., t. VI, 1849, p. 142).

[3] A. Gaudry, *op. cit.*, p. 16.

[4] C. Friedel, Sur certaines altérations des agates et des silex. (*C. R. Ac. Sc.*, t. 81, 1875, p. 981).

été question jusqu'à nos jours, bien qu'elle soit d'importance capitale. De son étude, l'auteur conclut que « l'on peut attribuer l'altération des agates et des silex... à une dissolution partielle portant sur les parties les plus solubles de la matière ». Il en résulte pour nous que le phénomène est foncièrement distinct de celui qui engendre les patines calcarifères des silex [1].

Par une très brève indication dans son important mémoire sur la craie de Trimmingham, M. W. J. Sollas a caractérisé la patine comme une couche de craie incomplètement silicifiée [2].

A. F. Renard et C. Klément, dans leur analyse des silex de la craie de Nouvelles, qualifient la patine de « *zone blanchâtre de décomposition* » [3].

Pour M. J. Cornet, « la croûte blanche (patine) dont s'entourent les silex, longtemps exposés à l'air, est due à la disparition de l'opale; l'action du feu produit le même effet en amenant le départ de l'eau » [4].

En 1912, M. W. J. Sollas a consacré à la patine des silex utilisés par l'homme quaternaire quelques pages qu'on lira avec beaucoup d'intérêt. Dans l'étude de cette patine, il reconnaît l'existence de deux phases. La première, et la seule dont il puisse être question ici, consiste dans la dissolution d'une proportion de silice susceptible de s'élever à 25 et 31 p. 100. Il en résulte que l'épaisseur affectée devient très poreuse et qu'elle se comporte par rapport à la portion du silex restée intacte comme la neige par rapport à la glace, par suite du remplissage des vides par des bulles d'air et des phénomènes d'absorption de la lumière incidente qui en sont la conséquence [5].

Arguments qui s'opposent *à priori* à la notion de formation de la patine par simple décomposition des silex. — La conception de la genèse de la patine par décomposition des silex se heurte à une série d'objections, et elle est contredite par deux faits décisifs. Provisoirement, je laisse ceux-ci de côté.

1. Sur les trois types d'accidents siliceux en milieu calcaire marin, seuls, ou à peu près, les silex sont pourvus d'une patine et les silexites en nodules,

[1] Pour l'auteur, la patine des silex taillés résulterait d'une véritable altération.

[2] W. J. Sollas, *op. cit.*, p. 449-450.

[3] A. F. Renard et C. Klément, *op. cit.*, p. 24.

[4] J. Cornet, *Géologie*, t. I, 1909, p. 115.

[5] W. J. Sollas, Paviland Cave : An Aurignacian Station in Wales (*Roy. Anthr. Inst. of Great Britain and Ireland*, 1913, p. 353-359).

de même que les chailles, ne montrent pas de différenciation superficielle comparable à la patine, bien que leur origine soit plus ancienne que celle des silex. Dans l'hypothèse d'une décomposition sous l'influence des agents atmosphériques, il est inconcevable que les silexites et chailles échappent au phénomène.

2. Il n'existe aucune relation entre le développement de la patine et l'âge des silex. Telle zone de la craie ne renferme que des silex dépourvus de patine; telle autre est caractérisée par des silex à patine très mince, alors que telle autre encore, quoique plus récente, renferme des silex à patine très épaisse.

3. Le développement de la patine est tout à fait indépendant de la distance des silex à la surface du sol. C'est ce que montrent les silex des falaises crayeuses de la Manche et surtout les carottes de sondage extraites de profondeurs variables, et parfois très grandes.

4. Quand des silex sont inclus dans une argile à silex, résultant d'une décalcification de la craie à grande échelle, c'est-à-dire dans des conditions idéales pour se modifier, si tant est que les agents atmosphériques soient pour quelque chose dans la genèse de la patine, celle-ci reste *identique* à ce qu'elle était dans la craie avant sa décomposition.

5. Lorsque des silex sont sectionnés par des diaclases, ils ne sont point patinés du tout le long des fentes, bien que celles-ci remontent à une époque très ancienne. Ce qui tend nettement à prouver que *la patine est antérieure aux dislocations de la craie.*

Dans le même ordre d'idées le très faible développement de la patine des silex taillés et polis des temps pléistocènes, souvent réduite à un simple voile superficiel, sans épaisseur appréciable, est à signaler.

6. Enfin, il importe d'observer que la patine des silex d'un horizon donné peut réaliser des caractères tellement uniformes et constants, qu'elle est susceptible de lui servir de criterium. Si, par exemple, la patine est rosée, elle pourra présenter cette teinte spéciale sur une aire considérable et à toutes hauteurs dans les falaises. Les géologues qui se sont trouvés aux prises avec les difficultés de la cartographie des craies blanches ont parfois été amenés à faire intervenir la patine des silex pour les classer, à défaut de fossiles macro-

scopiques. C'est la preuve, n'est-il pas vrai, que *la patine remonte à une haute antiquité.*

Du point de vue théorique, on peut dire que le champ des transformations est très limité pour un silex qui se « décompose », ce qui empêche de concevoir *a priori* comment un silex typique peut engendrer quelque chose qui lui ressemble si peu comme une patine. Tout compte fait, trois modifications paraissent possibles :

1. Les témoins de craie, s'il en existe, sont dissous.

2. La très petite quantité d'opale qui en fait partie intégrante, est entraînée en solution, ou convertie en calcédonite ou quartz.

3. La silice calcédonieuse, qui forme le fond de la roche est rétrogradée et transformée en opale, hypothèse à laquelle il est bien difficile de s'arrêter, ou amenée à un état plus stable qui est le quartz, ce qui est possible. Si le point de départ d'une patine est une portion de silex normal, le processus de sa formation n'est rien moins que mystérieux.

C'est ainsi qu'on aborde l'étude analytique de la patine des silex dans un état d'esprit défavorable à l'idée de décomposition pure et simple, et dans l'attente que le problème de son origine va réserver quelque surprise.

La patine des silex de la craie de Nouvelles (Belgique), d'après A. F. Renard et C. Klément [1]. — Après avoir donné de cette patine une étude micrographique qui ne fait nullement image, A. F. Renard et C. Klément ont comparé la composition chimique d'une patine avec celle du silex dont elle fait partie :

	SILEX.	PATINE.
Silice totale	97.50	97.59
Silice soluble KHO (3 heures)	51.00	74.00
Silice soluble KHO (12 heures)	86.00	88.00
Alumine et fer	"	0.52
Chaux	"	0.97
Alcalis	"	0.25
Perte au feu	1.300	1.64
Poids spécifique	2.606	2.606

[1] A. F. Renard et C. Klément, *op. cit.*, p. 21 et suiv.

Aux yeux des auteurs, ces documents signifient que la silice appartient dans les deux cas à la variété cristalline, qu'elle est plus attaquable à la potasse caustique dans la patine que dans le silex, et que par suite de la perte au feu, 1,64, il y a mélange de silice amorphe en petite quantité et de quartz cryptocristallin. Dans ces conditions, d'où vient que la silice soluble dans la potasse soit beaucoup plus développée dans la patine que dans le silex ? Dans l'impossibilité de tirer aucune conclusion nette de cette analyse, nous en retiendrons seulement que la patine est un peu calcarifère, alors que le silex ne l'est pas.

Caractères physiques de la patine. — Non souillée par des impuretés, la patine des silex présente une teinte blanchâtre ou franchement blanche, quelle que soit la couleur du silex et de la craie qui l'empâte. Sa texture est fine, compacte, avec un aspect porcelané très prononcé; le plus souvent, la patine est grenue, très rugueuse au toucher et alors très facile à entamer avec une pointe d'acier. Examinée à la loupe binoculaire, elle forme un milieu continu dans le premier cas, et criblé de cavités fort exiguës dans le second. Une gouttelette d'eau déposée à la surface de la patine du premier type n'y pénètre pas, tandis qu'elle est immédiatement absorbée par la patine celluleuse du second. L'emploi des colorants fait ressortir une très grande porosité dans toutes les patines à texture grenue. Quant à l'épaisseur de la patine, elle peut être réduite à un simple trait, ou mesurer de quelques millimètres à plusieurs centimètres, c'est dire à quel point elle est variable.

Types de patines. — Pour déchiffrer autant que faire se peut la constitution des patines, il est nécessaire de recourir sans cesse à la lumière réfléchie. Faute de quoi, un des traits fondamentaux risque d'échapper complètement à l'observateur.

Etendue à un grand nombre de spécimens, la présente étude permet de distinguer quatre types, en attendant la découverte possible d'autres manières d'être :

1° *La patine se résout en une zone de calcédonite et de silice globulaire.* — Je n'en puis citer de meilleur exemple que celui de la patine du silex corné servant de centre au silex composé décrit plus loin (p. 485). Mais comme on pourrait supposer que son existence est liée à un cas très particulier, il y a

lieu d'en citer au moins un autre. La patine compacte d'un silex du Turonien supérieur de Blosseville, près Rouen, rentre dans le même groupe.

En lumière transmise, tout ce qui correspond à la patine se détache en gris sale. On y devine, mieux qu'on ne voit très distinctement, de l'opale grise globulaire, en éléments assez rapprochés pour donner l'impression d'une trame à peu près continue. Entre les nicols croisés, on est surpris d'observer un fond de calcédonite, en tous points pareil à celui du silex, avec cette différence qu'il est voilé, comme si une matière amorphe s'associait partout à la calcédonite.

L'emploi de la lumière réfléchie fait ressortir la constitution du milieu avec la plus grande netteté. On y voit une infinité de minuscules globules, libres ou plus ou moins fondus les uns dans les autres, se détachant avec un reflet blanc laiteux qui les isole admirablement de la trame calcédonieuse. Les deux silices en présence s'interpénètrent de la façon la plus intime, tels deux réseaux enchevêtrés et assez développés l'un et l'autre pour que la disparition de l'un n'entraîne pas la dislocation de l'autre. Il n'est pas sans intérêt de remarquer que dans le milieu constitué de la sorte, il subsiste quelques petits témoins de craie d'aspect rongé.

Lorsque dans une pareille patine, il existe des spicules en nombre appréciable, le facies réalisé est celui d'une gaize cherteuse.

2° *La patine est une zone de calcédonite et d'opale, restée très crayeuse.* — Dans l'espèce, la patine se résout en une craie partiellement silicifiée. C'est une véritable zone de transition entre la craie et le silex, formée d'innombrables témoins de craie — organismes et ciment compris — profondément corrodés, noyés dans une trame de calcédonite et d'opale globulaire. Des craies sénoniennes de Fécamp, Étretat, etc., fournissent des silex à patine très calcarifère.

3° *La patine est une zone de calcédonite et d'opale, en grande partie ou en totalité désopalisée.* — De nombreux silex, et notamment des silex de la craie d'Obourg (Belgique), étaient pourvus à un moment donné d'une patine semblable au premier type, c'est-à-dire composée de calcédonite, d'opale et d'un résidu insignifiant de craie. Tantôt, une partie de l'opale globulaire a été éliminée, mais il en reste des témoins représentés par des globules, libres ou soudés au nombre de deux ou trois, que la lumière réfléchie dégage du fond

de la patine, comme s'ils étaient posés à la surface de la préparation, tant leur relief est accentué. Tantôt, toute l'opale globulaire a été dissoute, ce qui est précisément le cas pour des silex de la craie d'Obourg étudiés.

En lumière ordinaire, on reconnaît plus ou moins nettement le dessin des sphérules et amas globulaires dissous. A la vérité, il peut être très flou ce dessin, et tout à fait indéchiffrable, bien qu'il soit souligné par des impuretés dues à l'usure des fragments taillés, tant que la signification en est inconnue. C'est évidemment de cela qu'il est question dans la note de A. F. Renard et C. Klément, quand ils parlent « d'une infinité de granules microscopiques à contours extrêmement vagues, juxtaposés les uns contre les autres et dont l'ensemble reproduit une apparence chagrinée »[1], car les globules d'opale ont des contours très francs et une individualité qui ne saurait prêter à confusion. Les « granules » en question doivent être considérés comme des vides à forme de globules et d'amas globulaires, laissés par la destruction d'une partie ou de la totalité de la silice monoréfringente. La patine de ce troisième type en est criblée, ce qui explique sa très grande porosité.

4° *La patine est une zone de calcédonite et d'opale, restée très crayeuse et plus ou moins désopalisée.* — Tout ce que je viens de dire s'applique à des patines qui ont gardé une foule de témoins de craie, analogues à ceux de la patine du deuxième groupe, c'est-à-dire qu'elles revêtent également le caractère de zones de transition à la craie typique. La silice s'y est développée comme dans les cas précédents, à l'état de calcédonite et d'opale globulaire, toutes deux très abondantes; puis l'opale en a été exclue à des degrés très divers et souvent en presque totalité. La disparition de la silice amorphe, en présence d'une forte proportion de craie, sans élimination consécutive de cette matière, est un fait d'importance, dans l'espèce.

Cas particulier de la patine des silex zonés. — Des silex à texture zonaire, caractérisés par l'existence de larges zones, tels que certains silex de la craie de Meudon et de Bougival, présentent un très vif intérêt au point de vue de la patine. Un échantillon de Bougival montre, à partir de la périphérie, une patine blanche large de 4 mm., une zone très mince de silex translucide presque typique, deux larges bandes de silex, gris mat,

[1] A. F. Renard et C. Klément, *op. cit.*, p. 24.

séparées par un trait de silex normal, et finalement un gros noyau de silex translucide.

Une coupe mince intéressant toute la partie périphérique, y compris les deux bandes de silex gris, présente les caractères suivants : Les zones, qui se détachent en gris sur la cassure, renferment une assez forte proportion d'opale floconneuse, incluse dans de la calcédonite très prépondérante. Celles qui réalisent le mieux l'apparence du silex typique en sont presque totalement dépourvues. Quant à la patine proprement dite, elle montre, en lumière ordinaire, une multitude de taches, en forme de flocons, lesquelles n'ont d'existence que par les impuretés fixées au cours de la taille. Ce sont autant de vides reproduisant la forme des flocons d'opale, qui marquaient effectivement leur place, avant que l'opale ne soit éliminée du milieu.

Les faits sont tels que la patine, réserve faite pour la désopalisation, a été différenciée à la même époque et de la même manière que les autres zones chargées d'opale. En d'autres termes, *les silex zonés en question sont des silex qui, au cours de leur développement, ont élaboré une série de patines internes, alternant avec des zones de silex normal, seule la patine externe ayant été désopalisée.* Ce qui revient à dire que la patine proprement dite date de la formation des nodules.

Conclusions. — Sans vouloir prétendre que toutes les patines rentrent dans les quatre groupes reconnus, je suis fondé à dire que les très nombreux exemples analysés, parfois différenciés par d'importantes variantes, en font partie et sans exception.

De par leur composition minéralogique, les patines se ramènent à deux types : les *patines siliceuses* et les *patines silico-calcaires.*

Lors du maximum de complication, leur formation comporte deux phases très distinctes : La première correspond à la genèse d'une zone périphérique au silex, composée de calcédonite et d'opale globulaire, avec ou sans résidu crayeux, d'importance très variable. La seconde est caractérisée par la désopalisation partielle ou totale de la zone ainsi différenciée, dans des conditions telles que si le premier temps n'a produit qu'une silicification incomplète de la craie, l'enlèvement de l'opale laisse intacts les témoins de craie, susceptibles d'être nombreux, et de représenter une proportion de craie très appréciable. Bref, *la désopalisation n'entraîne nullement la décalcification.* Ces faits sont extrêmement nets et acquis en toute hypothèse.

Sur le premier temps, celui qui différencie originellement la patine du reste du silex, j'ai réuni maintes données précises à mettre en valeur. Il se fait que par raison de méthode et pour ne pas empiéter démesurément sur les développements qui vont suivre, je suis obligé de différer l'exposé des arguments de beaucoup les plus probants. A s'en tenir à ce qui précède, on sait déjà que trois raisons plaident en faveur de la genèse très ancienne de la patine : elle serait antérieure aux dislocations de la craie (p. 458); elle serait en quelque mesure originelle, puisqu'elle est susceptible de servir à différencier des horizons de craie (p. 458); et, enfin, elle remonterait à la formation des silex zonés (p. 462).

Bref, il résulte avec évidence de l'ensemble des faits invoqués que *la formation de la patine, réserve faite pour la désopalisation, date de l'origine même du silex et qu'elle correspond à la dernière phase de son développement,* sans doute dans des conditions de milieu qui sont en voie de changement. La silicification cesse d'être totale; il arrive même qu'elle ne soit que très partielle, et contrairement à ce qui se passe pour le corps du silex, l'opale s'ajoute en forte proportion à la calcédonite.

Des silex, de fréquence inconnue, ont une patine qui se rapporte tout entière à ce premier temps. D'autres, sans doute beaucoup plus nombreux se réclament de deux temps, c'est-à-dire que leur histoire comporte une élimination d'opale et la genèse d'une structure poreuse. Il importe de le souligner, la désopalisation est un phénomène secondaire qui modifie une *patine préexistante* et ne la crée pas; elle se borne à la modifier sans rien ajouter à son épaisseur première.

La question de savoir à quelle époque remonte la désopalisation en grand des patines ne laisse pas que d'être difficile à résoudre. A première vue, la dissolution de l'opale est un phénomène qui paraît devoir être imputé à la décomposition des silex, telle qu'on l'a toujours conçue jusqu'à présent. Le fait que les silex taillés et polis possèdent une patine est d'ailleurs de nature à accréditer l'opinion que l'élimination de l'opale est un phénomène tardif. Mais à vouloir emprunter aux silex utilisés par l'homme préhistorique, un argument applicable aux silex de la craie, on risquerait de confondre deux sujets fort différents.

A mon sens, tout le problème est dominé par le fait capital suivant : *Nombre de patines ont été désopalisées sans être décalcifiées.* Que d'une manière générale, les agents météoriques aient dissous l'opale et respecté le carbonate de

chaux, c'est chose pour le moins invraisemblable. Il y a dans toutes les roches à spicules d'Éponges un épisode caractérisé par la dissolution de spicules postérieurement à la consolidation, mais qu'il ne peut être question de mettre au compte des agents atmosphériques. On en trouve des traces particulièrement nettes dans les gaizes, dans certains silex (p. 449 et 451) et dans la craie. Dans l'espèce, c'est l'évidence même que la remise en solution de la silice hydratée des spicules s'est produite sans affecter le carbonate de chaux comme dans la patine des silex, et que beaucoup de gaizes, notamment, en sont devenues poreuses. Il s'agit là d'un phénomène général, auquel se rattache, croyons-nous, la désopalisation des patines et que j'incline à rapporter à la phase d'émersion des dépôts.

Quoi qu'il en soit, l'étude de la patine des silex nous met en présence d'une importante remise en mouvement de la silice postérieure à la formation des silex, et aux dépens de ces mêmes silex, sans que nous sachions le moins du monde ce qu'il est advenu de la silice libérée.

Pour conclure, il est clair que la question de la patine des silex de la craie est tout autre chose qu'un simple phénomène de décomposition superficielle, et c'est bien ce que faisait pressentir, notamment, l'absence de patine dans les accidents siliceux de la même famille, tels que silexites et chailles.

En éliminant l'action des agents atmosphériques dans la transformation des patines avec le temps, je ne prétends nullement que la matière des silex soit insensible à leur influence. Les silex taillés et polis sont là pour attester le contraire. Mais j'ai tout lieu de croire que la genèse de la patine des silex de la craie est un problème et que le développement de la patine des instruments en silex en est un autre. De celui-ci, il ne peut être question dans ce travail. Tout ce que je puis dire en m'appuyant sur des observations personnelles, c'est que l'analyse des silex de la craie, prélevés en place, doit préluder à l'étude des instruments tirés de leur gisement, et cela dans chaque cas particulier.

Explication des caractères physiques de la patine. — Les différences de composition sur lesquelles j'ai insisté ne se reflètent pas suffisamment dans les propriétés physiques de la patine, pour qu'on puisse les déceler sans recourir à l'examen des coupes minces. Qu'une patine ait gardé toute son opale ou qu'elle soit tout entière désopalisée, qu'elle renferme ou non de nombreux

témoins de craie, elle reste blanchâtre, et toujours pareille à elle-même · réserve faite pour la compacité et la porosité.

Les globules blancs d'opale suffisent à eux seuls pour donner à la patine sa teinte caractéristique. La fréquence des témoins de craie ne peut que contribuer à lui assurer cette couleur. Enfin, l'opale est-elle dissoute, que l'interposition d'une infinité de vésicules d'air fait pour les silex ce qu'elle fait pour les verres volcaniques et leur communique une coloration blanchâtre.

Il n'y a de compacité que pour les patines dont l'opale est conservée. Quant à l'extrême porosité et au pouvoir absorbant des liquides de beaucoup de patines, ils sont la conséquence des innombrables vides engendrés par la désopalisation.

Enfin, l'effervescence ou l'insensibilité aux acides s'expliquent par la présence et le degré de fréquence ou l'absence des témoins de craie.

D. Types de silex importants au point de vue génétique.

L'étude du cas général des silex nous met en possession d'une donnée essentielle, mais insuffisante pour résoudre le problème posé, à savoir que les silex sont tous le produit d'un phénomène de silicification de craies ou calcaires. S'il est démontré que l'analyse de cas particuliers permet souvent de résoudre un problème général, insoluble quand on l'aborde de face, il est tout indiqué de porter longuement notre attention sur une série de silex, aberrants par leur constitution ou par leur gisement. A dire vrai, il n'en faut pas attendre toute la solution cherchée, mais du moins avons-nous l'assurance d'en tirer de précieux documents appelés à prendre place dans une synthèse finale. Seront étudiés successivement : *a.* les *silex en lits; b.* les *silex en veines; c.* les *silex inachevés* et les *silex creux; d.* les *silex cariés* (pars); *e.* les *silex des craies magnésiennes; f.* les *silex formés en deux temps.* Je réserverai quelques lignes à des *silex métamorphiques* (*g*).

a. *Silex en lits.*

Les silex tabulaires, brièvement caractérisés au début de notre étude, se signalent à l'attention par une série de caractères qui méritent d'être passés en revue. En général, ce sont des silex d'épaisseur réduite et recouverts d'une

patine très rudimentaire ou nulle. Beaucoup d'entre eux accusent un défaut d'homogénéité plus ou moins marqué, en ce qu'ils se décomposent en deux parties, séparées par une épaisseur variable de craie, ou soudées tout en gardant leur individualité, grâce à une ligne de démarcation bien tranchée. Chaque fois qu'il subsiste un témoin de craie, les bords internes des deux parties en présence revêtent un aspect concrétionné très prononcé, preuve qu'elles se sont développées en allant à la rencontre l'une de l'autre (fig. 4). Pour traduire exactement la physionomie des lits de silex, vus par la tranche, il faut ajouter que, suivis en direction, ils peuvent devenir parfaitement homogènes, sans trace de ligne de suture axiale, pour se montrer inachevés un peu plus loin. Des lits très minces restent homogènes d'un bout à l'autre. Ces variations de composition et de structure tendent à montrer que tous les silex en tables ont même histoire, autrement dit qu'ils sont le produit d'un accroissement endogène.

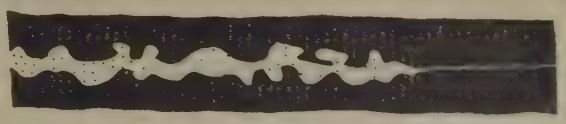


Fig. 4. — Lit de silex avec inclusion de craie prolongée latéralement par un trait axial (Craie à *M. c. anguinum* des environs de Saint-Valéry-en-Caux).

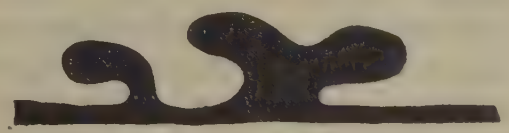


Fig. 5. — Nodules soudés à la partie supérieure d'un lit de silex (Craie à *M. c. anguinum* des environs de Saint-Valéry-en-Caux).

La fusion des silex en tables minces et régulières, avec des silex en rognons très irréguliers crée des apparences très variées. Tantôt, la fusion ne s'opère qu'à la partie supérieure d'une table donnée, laquelle revêt ainsi de point en point un aspect stalagmitique avec une limite inférieure remarquablement plane (fig. 5). Tantôt, c'est l'inverse qui s'observe, la table considérée se prolongeant à sa partie inférieure par des ornements stalactiformes, alors que la limite supérieure est plane d'un bout à l'autre (fig. 6).

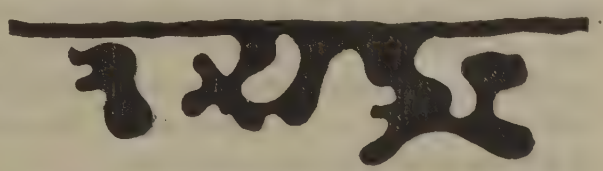


Fig. 6. — Nodules soudés à la partie inférieure d'un lit de silex (Craie à *M. c. anguinum* des environs de Saint-Valéry-en-Caux).

Il en résulte une source de variations sans nombre pour les silex tabulaires,

qui paraissaient plutôt prédestinés à revêtir une grande uniformité de caractères morphologiques.

Au microscope, les silex en table sont en tous points pareils aux nodules et, comme eux, ils résultent d'une épigénie de la craie.

b. *Silex en veines.*

L'existence de silex, en veines indépendantes de la stratification, n'a pas manqué de retenir l'attention de nombreux observateurs, en raison de l'intérêt qu'ils présentent au point de vue génétique. Pour ceux qui voyaient dans les silex d'anciens Spongiaires, les veines obliques à la stratification paraissaient faire échec à leur démonstration. Quant aux partisans de la formation tardive des silex, ces mêmes veines fournissaient à leur conception un solide point d'appui.

Pour compléter ce que j'en ai dit plus haut (p. 432), notons que ce sont toujours des veines minces (quelques millimètres au plus), limitées par des faces à peu près planes, susceptibles de se réduire en lames, en feuillets à peine visibles, et de s'interrompre pour reparaître ensuite. Règle générale, la patine est des plus rudimentaires ou nulle.

Rien ne sépare, quant aux caractères physiques, les silex en veines des silex en rognons ou lits d'une carrière donnée. De La Bêche en faisait déjà l'observation, dès 1838, pour en conclure que « la concentration de la silice est due, dans les deux cas (rognons et veines) à une même cause »[1]. Beaucoup plus tard, de Cossigny a insisté sur l'identité de caractères des différents types de silex[2]. Pour ce qu'il en est au microscope, je dois rappeler que, dès longtemps, Bowerbank[3] a reconnu l'étroite parenté des silex en veines, signalés par Mantell entre Brighton et Rottingdean, et des silex tabulaires et noduleux. Différents observateurs, et notamment W. Hill, ont fait la même constatation en d'autres lieux, et rien n'est plus vrai.

Pour bien poser le problème des silex en veines, il est nécessaire d'esquisser par anticipation la conception que l'on s'est faite de leur formation.

[1] H. T. de La Bèche, *op. cit.*, p. 69.

[2] De Cossigny, Sur l'origine des silex de la craie (*B. S. G. Fr.*, 3e s., t. IX, 1880-1881, p. 49).

[3] J. S. Bowerbank, on the siliceous Bodies of the Chalk, Greensands, and Oolites (*Trans. Geol. Soc. of London.* 2e s., vol. VI, 1842, p. 185).

Abbott, par exemple, a émis l'opinion que tous les silex de cette catégorie ont pris naissance dans des fentes. La silice s'est d'abord déposée sur les lèvres de l'accident, puis les deux dépôts ont opéré leur jonction. Certains spécimens ont même gardé la trace du plan de jonction et d'autres sont creusés de cavités irrégulières par suite d'un apport de silice insuffisant. Toujours d'après le même auteur[1], le milieu devait être constitué par une craie sèche et dure quand la fissure s'est développée, ce qui rend impossible l'intervention de la matière organique dans la formation du silex en veines. D'après M. J.W. Sollas[2], il y aurait eu d'abord silicification de la craie sur le bord de la fente, puis dépôt direct de la silice. Dans l'un et l'autre cas, le silex se développe forcément par voie endogène. A cet égard, les observations relevées dans le Bassin de Paris permettent de fixer les idées.

De nombreux silex en veines renferment des inclusions crayeuses, concentrées en lames plus ou moins épaisses au centre même. En de multiples cas, le silex est subdivisé transversalement en trois parties par deux lames de craie isolées de toutes parts et allongées suivant l'axe des veines. S'il en est ainsi, il faut conclure que dans l'hypothèse de fentes béantes, les lames de craie étaient suspendues dans le vide avant le comblement des fissures par la silice ! On voit à quelle absurdité on aboutit fatalement sous l'empire de l'idée en question.

D'ordinaire, les deux parties d'une veine de silex, séparées par une lame de craie, s'arrêtent du côté interne par une surface irrégulière, ornée de protubérances, d'aspect concrétionné, alors que du côté externe, la limite est parfaitement tranchée et plane. L'impression que donne le tout est celle de deux silex allant à la rencontre l'un de l'autre, par suite d'un accroissement endogène, et frappés d'arrêt de développement avant de se rejoindre. En l'absence de lame de craie et de vide, une ligne de jonction reste souvent très apparente attestant qu'il y a fusion de deux silex suivant le plan axial des veines.

Ce sont exactement les mêmes particularités que nous avons observées dans les silex tabulaires, qui par tous leurs traits essentiels rappellent les silex en veines. A la vérité, il y a identité absolue entre les silex inachevés des deux types et les variétés montrant un trait de jonction axial. Et cela est vrai au

[1] G. Abbott, Was the Deposit of Flint and Chalk contemporaneous? (*Geol. Mag.*, N. S., D. III., vol. X, 1893, p. 275-277).

[2] J.W. Sollas, On the Flint Nodules of the Trimmingham Chalk (*Ann. and Mag. Nat. Hist.*, 5 S., t. 6, 1880, 450-451).

point que des échantillons de collections, dépourvus d'étiquettes, sont absolument inséparables. Est-il besoin d'ajouter qu'il ne peut être question d'assimiler les silex en tables à des produits de remplissage de vides, et qu'il y a là un motif de plus d'étendre cette conclusion aux silex en veines.

En raison du rôle capital attribué aux fentes de la craie dans la genèse des veines de silex, il y a lieu de rechercher immédiatement dans quelle mesure elles interviennent réellement. De Cossigny[1], qui est peut-être le naturaliste qui a examiné la question de plus près, explique la formation de toutes les veines par le remplissage de fentes préexistantes. Il a observé que « généralement ces petits filons de silex ne sont continus que sur une étendue de quelques mètres; après quoi, ils s'amincissent et se terminent en coins. Mais on peut reconnaître que leur direction est prolongée par une fente capillaire existant dans la craie; et, si la disposition des lieux permet de suivre cette fente, on retrouve dans son plan de nouvelles veinules de silex plus ou moins étendues, ou tout au moins des séries de plaquettes irrégulièrement lenticulaires, correspondant à des élargissements de la fente ». A une donnée près, l'image est très exacte du point de vue général. Si, au lieu de faire intervenir une région particulière, comme l'Aube, on envisage l'ensemble du Bassin, voici quel est, je crois, le véritable régime des silex en veines.

1. *Veines remplissant des diaclases de la craie.* — A titre d'exemple très net, je puis signaler des veines de silex très rapprochées et parallèles entre elles, visibles dans la craie sénonienne sous la chapelle Saint-Martin, près de Sens (p. 432, fig. 1). La vérité est que les veines de ce type sont, en moyenne, très rares, à ma connaissance, dans le Bassin de Paris.

2. *Veines indépendantes des diaclases et fissures de la craie.* — Si j'en juge par les veines observées en grand nombre dans les falaises de la Manche, elles répondent au cas général. Dans la région de Saint-Valéry-en-Caux, on peut voir des veines de silex très inclinées sur l'horizon dans une craie traversée par une foule de diaclases verticales (fig. 7). Pour le moment, je ne connais pas une seule diaclase des falaises de la Manche soulignée par une veine de silex.

[1] De Cossigny, Sur l'origine des silex de la craie (*B. S. G. Fr.*, 3e S. t. IX, 1880, p. 48).

D'après les figures de la note de Cossigny [1], la même indépendance se manifeste dans l'Aube, car l'auteur a représenté des veines de silex d'orientation toute différente de nombreuses diaclases parallèles (carrière de craie, près Saint-Benoît-sur-Vanne).

En ce qui concerne le lien supposé entre les veines de silex et les fissures de la craie, l'examen des gisements, s'il ne peut rien nous apprendre de décisif, donne lieu à quelques observations intéressantes. Tout ce que je puis dire avant de recourir au microscope, c'est que jamais je n'ai constaté la présence de fentes capillaires dans le prolongement des silex en veines. Dans les falaises de la Manche, la règle est, au contraire, qu'il n'y ait pas de solution de continuité apparente reliant les éléments d'une veine discontinue et en prolongeant les parties terminales. De plus, il existe des sortes d'amorces de veines, sous forme de courtes lames généralement incurvées, particulièrement dépourvues de patine, qui apparaissent en pleins lits de craie comme des corps étrangers, en l'absence absolue de fissuration de la roche. Que si des exceptions s'observent — je n'ai pas de raison de mettre en doute l'affirmation de l'auteur — la règle formulée pour les craies normandes est certainement beaucoup plus près de la manière d'être générale que l'observation rapportée par de Cossigny.

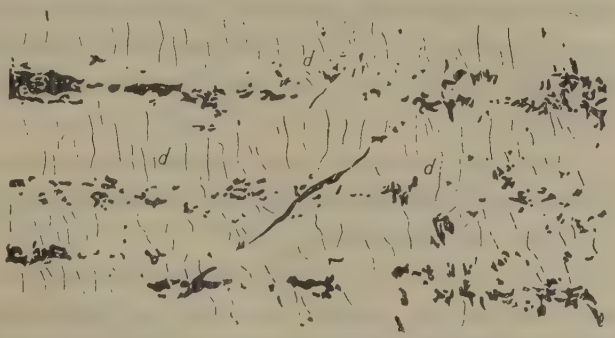


Fig. 7. — Craie à *M. c. anguinum* divisée par de nombreuses diaclases verticales (*d*), et renfermant de nombreux rognons ainsi qu'une petite veine de silex.

3. *Absence absolue de veines de silex dans les failles de la craie.* — Si les veines ont pris naissance dans des vides, comme on l'enseigne, et postérieurement à l'émersion de la craie, les plans de faille sont tout désignés pour engendrer des veines de silex. Or, il est de règle absolue que les failles qu'on peut observer de loin en loin ne sont jamais occupées par le plus petit rudiment de veine de silex [2].

[1] De Cossigny, *op. cit.*, p. 49, fig. 4.

[2] M. J. Cornet m'a signalé tout récemment, non sans quelque doute, l'existence, dans le

Composition et structure des silex en veines. — *A priori*, l'explication qui fait des silex en veines un produit de remplissage de fentes a contre elle une particularité à laquelle on ne s'est jamais arrêté, que je sache. Elle implique, en effet, cette conséquence que des silex épigéniques de la craie et des silex formés dans des vides sont absolument identiques au point de vue physique, ce qui va à l'encontre de tout ce que l'on sait des propriétés de la silice. Lorsque cette matière se dépose dans une cavité, elle engendre de la calcédonite en longues fibres, groupées en sphérolithes complets ou non, avec des zones d'accroissement très marquées, et elle peut également donner naissance à du quartz secondaire. Si le mécanisme était conforme aux vues de tous les auteurs en cause, les fissures auraient fait l'office d'immenses géodes, et la silice y affecterait un facies tout différent de celui des silex en rognons et en lits.

Ma conclusion est qu'avant d'analyser les silex en veines au microscope, il y a les plus fortes présomptions en faveur d'une origine toute différente de celle qui est toujours indiquée.

En fait, *les silex en veines que j'ai étudiés ont tous la composition et la microstructure des silex en nodules et en lits; et, point capital, ils résultent dans toute leur épaisseur d'une épigénie de la craie, ce qu'on peut démontrer, et par les organismes inclus, et par les témoins de craie.*

Dans ces conditions, il ne peut être question d'en expliquer la genèse par un dépôt de silice dans des fentes préexistantes.

En conséquence, *tous les accidents siliceux de la craie, quel qu'en soit le mode de gisement, procèdent invariablement de l'épigénie d'une portion de craie par de la silice.* Telle est la raison de leur grande uniformité de caractères physiques, abstraction faite de la patine.

Bassin de Mons, d'une faille de la craie remplie de silex sur quelques mètres de longueur. Le fait a été observé il y a longtemps, alors que l'intérêt de l'anomalie était insoupçonné, de sorte que les circonstances exactes du gisement et les caractères du silex restent indéterminés. La découverte de silex formés en deux temps, comportant une génération de silice postérieure à l'émersion, (p. 485) rend très vraisemblable l'existence d'une pareille exception qui n'est probablement pas unique (*Note ajoutée pendant l'impression*).

c. *Silex inachevés et silex creux.*

Tous les silex sont loin d'être siliceux jusqu'au centre, et l'on en connaît beaucoup, en très grande minorité, il est vrai, dont l'intérieur est vide, ou occupé par une matière étrangère. Certains d'entre eux présentent un grand intérêt pour l'histoire même des accidents siliceux de la craie.

L'abbé Bacheley fut l'un des premiers, sinon le premier, à signaler, dès 1782, l'existence de silex creux. Dans le mémoire précité [1], il appelle l'attention sur des silex « ronds, emprisonnant une espèce de poussière aussi blanche que la craie qu'on entend ballotter dans l'intérieur du caillou » et qu'il attribue à la décomposition d'un « Madrépore » enclavé dans un silex. Ladite poussière blanche ne fait pas effervescence, bien que, d'après l'auteur, elle ait été calcaire à l'origine.

A la même époque, de Luc observe qu'en rompant certaines « *boules de silex* », plus légères que si elles étaient des masses solides de cette substance, on constate qu'elles sont formées d'une « *coque de silex* » remplie de craie « quelquefois entrecoupée de lames de silex » [2].

Conybeare, en 1822, signale dans la région de Broughton, près de Salisbury, la présence fréquente de silex pourvus d'une cavité remplie de poudre blanche, ayant l'aspect général d'une craie en poussière. L'analyse grossière du contenu de l'un d'eux a fourni 72 p. 100 de carbonate de chaux et 28 p. 100 de silice [3].

A. Gaudry a donné de ces silex une description particulièrement précise qui me dispensera d'insister sur leurs caractères macroscopiques. « Si on les casse, écrit-il, on trouve d'abord une enveloppe donnant la forme au silex. Cette enveloppe est composée d'une zone compacte, blonde ou noire, couverte en dessus et en dessous d'une zone blanche et poreuse. Ces zones sont très irrégulières; elles forment des saillies et des anfractuosités rentrant les unes dans les autres. Au-dessous de l'enveloppe est une grande cavité remplie d'une silice pulvérulente mélangée de calcaire, en proportion très variable » [4].

[1] Abbé Bacheley, *op. cit.*, p. 97.

[2] De Luc, *op. cit.*, p. 176.

[3] J. J. Conybeare, On the substances contained in the Interior of Chalk-Flints (*Trans. Geol. Soc. of London*, 2e s., vol. I, 1822, p. 422-423).

[4] A. Gaudry, *op. cit.*, p. 17.

D'après un essai de Damour cette silice ne serait pas hydratée. Pour A. Gaudry « elle n'est que la continuation de la zone blanche interne, dont le tissu devient de plus en plus celluleux et dont les molécules finissent par n'avoir plus d'adhérence entre elles ». Au dire de A. Gaudry, ces silex sont notamment très nombreux à Étretat, Fécamp, Veules-sur-Mer, etc.

Le contenu des poudres incluses dans les silex a donné lieu à d'intéressantes observations. En 1839, Ehrenberg y reconnaissait 11 espèces de Bacillariacées et des Bryozoaires [1].

En 1872, J. Wright [2], examinant des poudres enfermées dans des silex creux, provenant de trente-cinq localités différentes de l'Irlande, y découvrit des *Foraminifères*, des *Ostracodes*, des *Bryozoaires*, des *Polypiers* et de nombreux spicules d'*Éponges*, réalisant 33 formes distinctes. Presque tous les Foraminifères et Ostracodes étaient silicifiés.

L'observation la plus remarquable qu'on ait faite dans cet ordre d'idées est due à G. J. Hinde [3]. En 1880, il a extrait d'un seul silex une farine blanche renfermant des *Foraminifères*, des *Entomostracés*, des fragments d'*Échinides*, de *Cirrhipèdes*, de *Bryozoaires*, de *Brachiopodes*, de *Lamellibranches*, des restes de *Poissons* et des spicules d'*Éponges*, comportant 21 genres et 95 espèces nouvelles, tous ces organismes se trouvant en parfait état de conservation.

Wallich [4], en 1883, a signalé plusieurs genres de *Radiolaires* dans les cavités des silex creux, et noté que les Foraminifères accompagnant ces Radiolaires étaient les mieux conservés qu'il eût jamais observés.

Ainsi que l'a noté A. Gaudry certains silex, exceptionnels, à la vérité, peuvent être complètement vides, auquel cas, leur bord interne présente un

[1] C. G. Ehrenberg, Mittheilungen über die in den Feuersteinen bei Delitzsch (bei Leipzig) vorkommenden mikroskopischen Algen und Bryozoen als Begleiter der fossilen Infusorien (*Berlin Bericht*, 1836, p. 114-115).

Ibid., Neuere Beobachtungen über die Algen und Bryozoen der Feuerstein der Kreide (*Berlin-Bericht*, 1839, p. 157-159).

[2] J. Wright, On the Discovery of Microzoa in the Chalk Flints of the North of Ireland (*British Ass.*, Belfast, 1874, p. 95-96).

[3] G. J. Hinde, Fossil Sponge spicules from the Upper Chalk, found in the interior of a single Flint-Stone from Horstead in Norfolk, 1880, 83 p., 5 pl., et *Geol. Mag.* N. S., D. III, vol. VIII, p. 228-229).

[4] Wallich, Note on the Detection of Polycystina with the hermetically closed Cavities of certain nodular Flints (*Ann. and Mag. of Nat. Hist.*, 5e S., vol. 12, 1883, p. 52-53).

aspect mamelonné et concrétionné. Le cas est connu dans beaucoup de silex de la craie de Dieppe qui revêtent alors le facies d'agates, et sont doués d'une translucidité exceptionnelle. De loin en loin, on a trouvé des cristaux de *quartz* faisant saillie à l'intérieur des cavités, de la *pyrite*, de l'*oxyde de fer*, et du *soufre*, tous deux issus de la pyrite, et jusqu'à de l'*eau* [1].

Les auteurs précités sont loin d'être les seuls qui aient porté leur attention sur les silex creux, mais il est superflu d'analyser tous les exemples décrits.

Manières d'être des silex inachevés. — Les silex qui relèvent de ce groupe se signalent à l'attention par une forme globuleuse, généralement très régulière, et par une patine des plus rudimentaires et généralement absente. Brisés, ils présentent toute une série de variantes dont je retiendrai ici les principales :

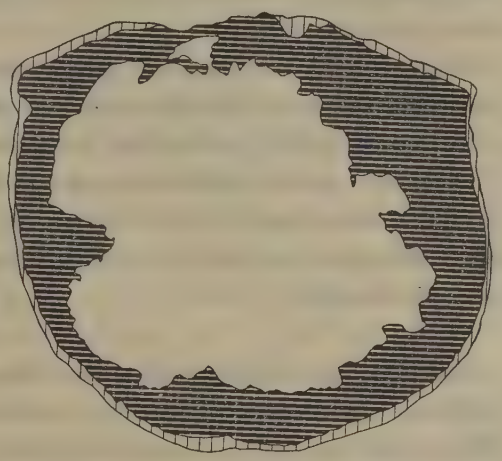


Fig. 8. — Silex inachevé renfermant un volumineux noyau de craie. La zone superficielle, qui n'est point une patine à proprement parler, se résout en une incrustation de craie.

1° *Le silex est plein.* — Il se décompose en deux parties : une enveloppe siliceuse externe d'épaisseur très variable et un noyau de craie, pulvérulente ou non, qui a échappé plus ou moins à la silicification (fig. 8). Des silex de cette catégorie sont réduits à une coque siliceuse très mince emprisonnant un volumineux témoin de craie.

2° *Le silex est plus ou moins vide.* — A. L'intérieur est occupé par un Spongiaire libre qu'on entend remuer en secouant le rognon. Il s'agit toujours, semble-t-il, d'Éponges dont les spicules étaient soudés primitivement, mais l'existence d'exceptions est possible. Suivant les cas, les vides interspiculaires sont remplis ou non de silice.

[1] H. Royer, Découverte d'un silex contenant un liquide inclus. Observation de M. Ch. Barrois (*Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXXVIII, 1909, p. 480-491).

B. Silex développé autour d'un Spongiaire qui a laissé, après décomposition de la matière organique et dissociation des éléments du squelette, une poudre grossière faite de spicules. Une variante de cette manière d'être paraît correspondre à la concentration de la silice autour d'un véritable nid d'Éponges entremêlées de boue crayeuse, le tout formant un complexe rappelant le curieux silex analysé par G. J. Hinde (p. 474).

C. Silex creux et vide, particularité qui implique le départ du contenu, d'une façon ou d'une autre. Ce type est très rare.

Au fond ces multiples manières d'être, la dernière exceptée, se ramènent à deux principales : Silex développés autour de Spongiaires et silex inachevés à centre crayeux.

Cette diversité de caractères et d'origine du contenu explique les divergences des auteurs qui déclarent, les uns que la poudre incluse fait effervescence, et les autres que les acides n'exercent sur elle aucune action.

On conçoit que les problèmes posés par les silex inachevés changent d'aspect suivant le cas envisagé. Au point de vue de l'histoire de la craie et de la formation des silex, en général, le cas des silex à contenu crayeux est à retenir tout spécialement.

Accroissement endogène des silex inachevés. — Les silex imparfaits dont l'intérieur est occupé par un témoin de craie, plus ou moins modifiée, soulèvent une très importante question relative à l'accroissement des silex en général. L'idée qu'on se fait communément du développement des silex est qu'ils débutent par un centre et s'accroissent vers l'extérieur à la façon des concrétions, par dépôt de silice autour du noyau primitif. Celui-ci serait un Spongiaire entier ou fragmentaire et, le plus fréquemment, un simple spicule ou un nid de spicules. A vrai dire, il faut renoncer à démontrer que beaucoup de silex, et probablement la grande majorité, sont le produit d'un accroissement *exogène*, et se borner à admettre qu'il y a toutes probabilités pour qu'il en soit ainsi. Le seul exemple qui me paraisse se prêter à une démonstration de cette sorte est celui de silex formés en deux temps, toute la partie relevant du second temps ne pouvant être ajoutée au silex ancien que par un développement vers l'extérieur (p. 485).

Par contre, l'existence de silex résultant d'un accroissement *endogène* peut être tenu pour absolument certaine, et c'est la considération des silex inachevés

qui impose cette notion. Les silex à noyau de craie comprennent deux parties : une enveloppe siliceuse épaisse de un ou plusieurs centimètres et une masse de craie privée de toute communication avec la gangue. Du côté externe, la coque siliceuse s'arrête franchement par une surface courbe et lisse; à l'intérieur, le silex est limité par une surface très irrégulière, pour le moins mamelonnée, généralement découpée, accidentée de golfes profonds, ornée de protubérances, parfois presque détachée du silex, celui-ci pouvant présenter de grandes différences d'épaisseur d'un point à l'autre (fig. 8). Pour tout dire, les prolongements internes du silex affectent parfois la forme de stalagmites délicates ou celle d'une cloison subdivisant la cavité en deux chambres. Dans toutes ses manières d'être la paroi interne du silex inachevé revêt un aspect nettement concrétionné.

A la lumière de ces particularités, l'idée qu'évoquent immédiatement de pareils silex est celle de concrétions, frappées d'arrêt de développement, qui ont débuté en fixant, et leur forme, et leur volume définitif, pour s'accroître ensuite vers l'intérieur. De ce processus résultent deux sortes d'accidents siliceux : des silex inachevés, dont l'intérieur représente un témoin de craie plus ou moins soustrait à la silicification; des silex pleins que rien ne paraît différencier des silex engendrés par une croissance exogène.

A ma connaissance, les silex de cette catégorie ont un criterium très net : Tous sont dépourvus de patine ou présentent une différenciation superficielle, sur une épaisseur insignifiante. Eussent-ils une patine, comme les silex à accroissement exogène, que l'explication donnée plus haut (p. 463) appellerait une sérieuse révision. Faut-il mettre au compte de l'accroissement endogène tous les silex sans patine, ou envisager une discrimination, d'ailleurs impossible à faire? La question est insoluble. Néanmoins, la rareté des silex creux, en moyenne, doit être tenue pour une présomption en faveur de la prépondérance des silex formés par accroissement exogène.

Sous l'empire de quelle influence un silex prélude-t-il à son développement en arrêtant son contour, et quel peut être, dans ces conditions, le centre d'attraction qui met en branle le phénomène de concrétionnement? Ce sont autant de difficultés d'interprétation, et ce ne sont pas les seules. Comment se font les échanges entre la gangue et l'intérieur pour que la silicification progresse et que la craie soit éliminée au fur et à mesure?

C'est d'ailleurs un problème d'ordre général, car l'existence de pareils silex est loin d'être une propriété exclusive de la craie. D'autres formations renfer-

ment, et parfois en grand nombre, des silex de toute taille, réduits à une couronne superficielle, circonscrivant une masse de calcaire pareil à celui de la gangue. Tel est le cas réalisé dans les calcaires noirs sénoniens de Faverges (Haute-Savoie).

Caractères de la boue crayeuse incluse dans les silex inachevés. — Règle générale, la poudre crayeuse incluse dans les silex représente, comme l'ont justement remarqué J. Wright[1], en 1874, et Wallich[2], en 1880, « une portion du fond de l'ancienne mer de l'époque crétacée », mais avec cette nuance que l'ancienne boue crayeuse s'est appauvrie en calcaire au point de ne plus faire effervescence dans certains cas, et enrichie en silice, comme le prouvent, notamment, de nombreux Foraminifères à test silicifié. Comparée à la craie qui enveloppe de pareils silex, celle des silex inachevés accuse une teneur en organismes plus élevée, en même temps qu'une meilleure conservation des coquilles; par surcroît, on y trouve des types qui ne figurent plus dans la craie, tels que Radiolaires, Diatomées, etc. D'où cette double conséquence, que la craie s'est appauvrie en organismes et que le silex a conservé ceux de la poudre qu'il englobe. C'est ce qui m'a fait dire autrefois que « la craie des silex creux devient une sorte d'étalon auquel il faut comparer la craie voisine pour déterminer la somme de modifications qu'elle a subies dans sa teneur en organismes »[3].

Cette protection des organismes, inclus dans les silex, me paraît impliquer une origine des rognons suivant de très près la chute des matériaux sur le fond de la mer.

Cas particulier des silex à témoins de craie quartzifiés. — La craie de Meudon et surtout la craie des environs de Fécamp m'ont fourni des silex contenant des noyaux d'apparence grenue, à structure saccharoïde, de forme invariablement arrondie, atteignant tout au plus la taille d'un œuf de poule. Tel silex n'en renferme qu'un ou deux; tel autre, s'il est volumineux, en peut contenir jusqu'à une dizaine et davantage. La première impression que donnent de pareils éléments est celle de galets calcaires jouant le rôle de

[1] J. Wright, *op. cit.*, p. 95-96.

[2] Wallich, Note on the Detection of Polycystina with the hermetically closed Cavities of certain nodular Flints (*Ann. and Mag. of Nat. Hist.*, 5e S., vol 12, 1883, p. 52-53).

[3] L. Cayeux, Contribution, etc., p. 483.

corps étrangers dans le milieu, et non celle de témoins d'une craie plus ou moins transformée. A leur contact, la matière du silex se différencie toujours en une sorte de patine. Vient-on à déposer une gouttelette d'acide chlorhydrique sur la cassure de ces enclaves qu'une très faible effervescence ne laisse aucun doute sur la nécessité de modifier le diagnostic fait à l'œil nu.

Au microscope, ces noyaux se résolvent en témoins de craie très envahis par du quartz secondaire. Ce sont de véritables amas de quartzite secondaire, en voie de formation aux dépens de la craie, et frappés d'arrêt de développement. Chaque grain de quartz emprisonne une si grande quantité de craie que ses propriétés en sont masquées pour partie. Là est la raison de l'effervescence très peu sensible signalée plus haut. Il faut voir, croyons-nous, dans ces silex, un cas particulier des silex à accroissement endogène, arrêtés dans leur développement avant silicification complète de la craie. Au lieu d'être conservés plus ou moins intacts, ou dissous, les noyaux de craie sont quartzifiés ultérieurement, dans des conditions qui ne sont pas élucidées. Mais tout porte à croire que la silice substituée à la craie est d'origine organique.

d. *Silex cariés (pars).*

L'aspect carié des silex paraît dû à deux causes au moins. Il peut résulter, comme nous le savons déjà (p. 446), « de la disparition totale ou partielle d'une matière calcaire », en quoi il répond tout à fait à la définition de Cordier [1], mais il est généralement lié à l'intervention de Spongiaires.

Les silex redevables de leur carie aux Spongiaires sont tellement répandus à certains niveaux qu'ils servent à les caractériser. Nulle part, il n'est possible de les observer en plus grand nombre que dans la région d'Étretat. D'une manière générale, ils se résolvent en rognons engendrés autour d'Éponges incomplètement fossilisées. Seuls participent à leur formation les Spongiaires à squelette siliceux continu, c'est-à-dire des *Hexactinellidae* et des *Lithistidae*.

Des silex renfermant plusieurs représentants d'*Hexactinellidae* sont percés de cavités allongées, tubulées, subcylindriques et coniques, d'un dessin plus ou moins régulier, circonscrites sur une certaine épaisseur par des amas de

[1] P.-L. Cordier, *op. cit.*, p. 213.

spicules à structure réticulée et radiée, constituant le squelette même des Éponges. Moins ces cavités sont remplies et mieux l'aspect carié est réalisé.

La structure cariée n'acquiert tout son développement qu'avec les *Lithistidae*. La fossilisation, au lieu de faire de chacune d'elles une masse pierreuse fondue dans le silex, comme il arrive fréquemment, a détruit un certain nombre de spicules et laissé plus ou moins vides toutes les parties primitivement occupées par la matière organique. Le silex est alors creusé de cavités très irrégulières, tapissées de silice concrétionnée, et plus ou moins interrompues par des amas de silice, de forme botryoïdale infiniment variée dans le détail. A la loupe, tout ce qui semble concrétionné se résout en nids de spicules soudés. L'extrême diversité d'apparence tient avant tout à ce que la fossilisation des Spongiaires en question est tout à la fois incomplète et capricieuse. En fait, la physionomie des silex cariés change avec le groupe qui est en cause.

Les silex, cariés de par la présence des Éponges, ont été le siège d'actions chimiques très prononcées, révélées non seulement par la destruction plus ou moins avancée du squelette de ces organismes, mais par des nids, traînées et filonnets de quartz très largement cristallisé, et par de la calcédonite, en éventails tapissant les vides, ou fixée en nids dans l'épaisseur des nodules à proximité des cavités. En dehors de ces points exceptionnels, la roche est un silex cryptocristallin, plus ou moins chargé de témoins crayeux et susceptible de renfermer de nombreux spicules d'Éponges.

La roche-mère des silex cariés analysés est une craie à Bryozoaires, parfois riche en spicules, de la région d'Étretat.

e. *Silex des craies magnésiennes*[1].

Les accidents magnésiens qui ont affecté la craie blanche du Bassin de Paris se sont parfois produits dans une craie à silex. Des craies magnésiennes à silex sont connues à Beynes (Seine-et-Oise), à Bimont (Oise), dans la région d'Étretat (Seine-Inférieure), etc. En quoi les silex sont-ils modifiés par la nature aberrante de la craie et quel est celui des deux phénomènes, silicification et « dolomitisation », qui vient en tête dans l'histoire des métamorphoses

[1] L. Cayeux, L'âge relatif des silex et dolomies de la craie du Bassin de Paris (*C. R. Ac. Sc.*, t. 180, p. 1354-1356).

de la craie? Telles sont les questions qui se posent à nous. Tous les exemples analysés jusqu'à présent se ramènent à deux.

1. **La silicification est en tous points antérieure à la genèse des craies magnésiennes.** — La craie des falaises normandes présente plusieurs petits accidents magnésiens avec silex qui offrent le très grand avantage de montrer leurs rapports avec la craie normale dans des conditions idéalement nettes. Ceux que j'ai étudiés dans la région d'Etretat sont développés au sommet du Turonien, où ils affectent une forme lenticulaire, parfaitement dessinée malgré leur transition à la craie normale.

L'une de ces lentilles offre pour l'histoire des craies magnésiennes et des silex, en particulier, un intérêt de tout premier ordre, en ce qu'il est possible d'assigner une limite d'âge à la métamorphose de la craie blanche. Pour l'instant, bornons-nous à en définir les silex. Ceux-ci sont inclus dans une roche dure, cristalline, de couleur brun chamois foncé, lorsque la transformation est maxima, et dans une craie gris jaunâtre dans le cas contraire.

Les silex de cette craie ne diffèrent en rien de ceux de la craie normale qui la prolonge latéralement : dimensions, degré de fréquence, coloration, cassure, patine, tout est pareil, comme si le milieu n'avait pas changé. Ce sont des silex en rognons, de grande taille, de forme irrégulière, teintés en gris clair, gris noirâtre, brunâtres ou rosés, d'aspect corné ou non, rarement homogènes, et susceptibles de faire place à de nombreux témoins de la roche-mère de toutes dimensions. Très réduite, ou très développée et mesurant alors 1 centimètre et davantage, la patine est grise, jaunâtre, gris rosé ou franchement rose. Certains échantillons, d'aspect cristallin, sont doués d'une translucidité exceptionnelle sur les bords. Caractérisons successivement la craie transformée, le corps du silex et sa patine.

Craie magnésienne. — Pour bien comprendre l'intérêt qui s'attache au silex, il suffit de savoir que la variété brunâtre, très cristalline, se résout en grands rhomboèdres sans trace d'organismes et que les craies gris jaunâtre et grenues, par lesquelles elle se relie à la craie blanche typique, sont très envahies par des cristaux rhomboèdriques au détriment des organismes qui disparaissent partout où les rhomboèdres se développent.

Dans tous les cas, *la transformation de la craie des accidents magnésiens en question est synonyme de destruction des microorganismes calcaires et siliceux.* Elle

est totale, si la métamorphose est complète; elle est partielle, s'il subsiste des témoins de craie.

Silex. — Ce sont généralement des silex riches en spicules d'assez forte taille, entiers ou fragmentaires, le plus souvent monoaxes, fusiformes ou cylindriques, ou tétraradiés, accompagnés de quelques formes globuleuses. Tous sont calcédonieux et moins finement cristallisés que le silex même. Des échantillons n'en fournissent pas moins d'une centaine par section, proportion qui équivaut à une richesse exceptionnelle pour des silex typiques.

Avec les spicules d'Éponges on peut rencontrer de très rares morceaux de Bryozoaires, des restes d'Échinodermes, à peine moins rares en moyenne, et, par exception, comptant une dizaine de plaques dans une même préparation. Dans l'état présent du milieu, les Foraminifères, tous silicifiés, ne sont visibles qu'en très petit nombre, et il arrive qu'ils paraissent manquer en totalité.

Mais les sections de plusieurs des silex analysés, examinées avec le condenseur descendu au maximum, se montrent littéralement pétries de restes organiques, complètement invisibles avec l'éclairage ordinaire. Comparée à la faune microscopique des craies blanches du même horizon, celle des silex en question accuse une plus grande richesse en même temps qu'une plus grande variété. On y reconnaît, notamment, une série de sections circulaires et moins fréquemment elliptiques, réduites à l'épaisseur d'un trait, qui ne paraissent pas relever des Foraminifères et qui font plutôt songer à des Radiolaires. Il y a dans ces roches une mine de documents qu'il serait utile d'exploiter pour fixer, mieux qu'on n'a pu le faire jusqu'à présent, la composition du plankton des mers supracrétacées. A ce point de vue, toute l'étude des silex reste à faire. Dans un autre ordre d'idées, il n'est pas inutile de souligner, une fois de plus en passant, le rôle conservateur de la silice, en ce qui concerne les organismes [1].

Réduits, en moyenne, à un rôle des plus effacés, les restes de Bryozoaires et d'Échinodermes n'en sollicitent pas moins toute l'attention, de par leur état de fossilisation. Les premiers sont restés entièrement calcaires; quant aux seconds, tout envahis qu'ils sont par la silice, ils ont gardé une trame calcaire d'orientation optique unique, avec ou sans vestiges d'une structure réticulée, susceptible de rester très discernable dans des éléments quartzifiés à fond.

[1] L. Cayeux, Contribution, etc., p. 480.

Il n'y a pas que des Bryozoaires et des Échinodermes qui aient échappé plus ou moins à la silicification. Les silex renferment, en effet, des témoins de la roche non silicifiée, en nombre très variable, manquant totalement dans l'échantillon et pullulant dans d'autres. Observons, ce qui est d'importance, que tous ces témoins, généralement exigus, se rapportent à la gangue crayeuse et rarement aux organismes, qu'ils sont restés calcaires et que jamais ils ne sont envahis par les rhomboèdres. Par exception, ces représentants de la roche-mère sont assez volumineux pour être visibles à l'œil nu et mesurer de quelques millimètres à plusieurs centimètres. On peut alors constater, avec toute la rigueur désirable, qu'ils se résolvent en portions de craie absolument normale, différente à tous égards de la craie magnésienne englobant le silex.

D'ordinaire, les rognons se résolvent en calcédonite cryptocristalline, entremêlée de tout petits amas irréguliers, isolés ou reliés, moins finement cristallisés que le reste, qui, par endroits, se multiplient au point de représenter à eux seuls plus de la moitié de la roche. Par exception, il s'y trouve des îlots réguliers d'allure, assez volumineux pour être visibles à l'œil nu, réunissant de la calcédonite et de la *pseudocalcédonite*. L'hypothèse la plus plausible en fait d'anciens vides, plutôt que des organismes, ou des plages de gangue crayeuse épigénisées. Toutes les préparations ont un reflet plus ou moins opalescent qui fait supposer l'existence d'une trame de silice monoréfringente, insaisissable en lumière transmise.

D'ores et déjà, il est certain que la masse principale des silex de la craie magnésienne en question a pris naissance dans un milieu crayeux absolument normal, ce que démontrent les caractères positifs analysés et l'absence totale de toute trace d'inclusion de cette craie magnésienne.

Patine. — Pour éviter de décrire sans profit les multiples variantes observées, notons simplement que la patine est constituée par une zone crayeuse parfaitement définie, en voie de silicification, dans laquelle la craie est souvent restée prépondérante. Le terme ultime des métamorphoses correspond à une patine en majeure partie silicifiée, passant à une variété pauvre en témoins de craie. Ceux qu'on y voit encore figurer sont le plus souvent d'origine organique; tel est le cas pour des spicules calcifiés, accompagnés d'autres éléments restés siliceux, des Foraminifères, etc. On retrouve ici les deux principaux types caractérisés plus haut, à savoir la patine non modifiée et la variété désopalisée.

De transition entre la patine constituée de la sorte et la craie magnésienne telle qu'elle a été définie (p. 481), il n'y en a pour ainsi dire pas, si bien que les silex, patines comprises, figurent des corps absolument étrangers à la craie transformée.

Du rapprochement des faits observés : d'une part, destruction intégrale des organismes dans les craies les plus modifiées ; d'autre part, conservation de ces mêmes organismes dans les silex, présence de nombreux témoins de craie typique et absence totale des éléments rhomboédriques de la craie magnésienne, il ressort indubitablement que *la genèse des silex de la craie magnésienne de la région d'Étretat est antérieure à la formation de cette craie.*

Le gisement mis en cause revêt un intérêt unique par suite de deux circonstances qui permettent de dater la « dolomitisation » et, partant, la silicification.

2. La silicification s'achève au début de la formation de la craie magnésienne. — Telle est la règle mise en évidence par la craie magnésienne de Beynes (Seine-et-Oise). Les silex y réalisent le type des silex cornés ordinaires, entourés d'une patine blanche. Ils sont enchâssés très solidement dans une craie magnésienne gris jaunâtre, de grande cohérence, finement grenue et légèrement rugueuse au toucher.

Craie magnésienne. — Dans le cas le plus répandu, elle est cristallisée en grains irréguliers moulés les uns sur les autres sans la moindre trace de cristaux rhomboédriques. Le contraire s'observe exceptionnellement, semble-t-il, sous la forme de grains réguliers, de rhomboèdres plus ou moins complets et de cristaux parfaits toujours teintés. Dans toutes ses manières d'être, il est impossible d'observer la moindre trace d'organismes, voire même de spicules d'Éponges, lorsque les silex en sont abondamment pourvus. Ici, comme dans la région d'Étretat, et je puis ajouter, partout ailleurs, la transformation de la craie blanche en craie magnésienne entraîne l'effacement complet des structures organisées, et cela est vrai pour la masse entière de la craie modifiée.

Silex. — Ce sont des silex typiques renfermant des restes organiques variés, spicules d'Éponges, Foraminifères silicifiés, etc., les plus riches comptant plusieurs dizaines de spicules par coupe mince. Dans l'espèce, les témoins

de craie épargnés par la silicification sont rares. Quant à la matière même de la roche, elle est très fine et cryptocristalline.

Ces brèves indications suffisent pour établir que la genèse des silex — patine non comprise — s'est faite aux dépens d'une craie blanche normale, et non d'une craie déjà transformée en craie magnésienne, cristalline, privée d'organismes.

Patine. — Au rebours de ce que montre la patine des silex de la région d'Étretat, elle constitue une véritable zone de transition à la craie magnésienne. Dans la zone interne, on retrouve tous les caractères des silex précédents avec quelques inclusions de craie magnésienne, alors que dans la zone périphérique les rôles sont inversés, la place réservée à la silice et aux organismes de la craie se restreignant beaucoup. Le détail des faits y est très complexe, mais il nous suffit de savoir que l'interpénétration du silex et de la craie magnésienne est certaine.

Il en résulte avec évidence que *la craie magnésienne de Beynes était encore de la craie blanche ordinaire, lorsque les silex, patine exceptée, ont pris naissance, et que dans la zone de transition formée par cette patine, il y a lutte, pour ainsi dire, entre la silicification qui finit et la « dolomitisation » qui commence.*

Conclusions. — A travers les variantes observées un fait se dégage clairement, à savoir que les silex se forment dans la craie normale et non dans la craie modifiée. Tout au plus la silicification peut-elle empiéter sur la « dolomitisation », au cours de l'élaboration des patines, et encore cet empiètement n'est rien moins que la règle, en l'état des connaissances.

Les deux cas observés sont des plus intéressants au point de vue génétique. Dans l'un, la silicification se relie à la « dolomitisation », ce qui peut dater la « dolomitisation », à supposer que l'âge des silex soit connu. Dans l'autre, les deux phénomènes sont totalement indépendants, mais l'antériorité de la silicification est une donnée chronologique importante, si l'époque de la « dolomitisation » est déterminable. On verra plus loin que les hypothèses faites répondent à des réalités.

f. *Silex formés en deux temps.*

J'ai recueilli autrefois sur la rive droite du Cher, à Fortaveau, en amont de Selles-sur-Cher (Loir-et-Cher), dans la craie à *I. labiatus*, des silex composés,

d'un type pour le moment unique, et qui méritent de fixer longuement l'attention, tant leur constitution est aberrante et instructive[1]. Tous comprennent deux parties principales (fig. 9) : une masse centrale, réalisant les caractères d'un silex corné, normal et complet, et une enveloppe externe, de teinte jaune, striée ou non de zones jaune clair. Les stries, qui ne s'avancent jamais dans le silex corné, se prolongent au contraire dans la craie ambiante, en conservant leur écartement, leur parallélisme et jusqu'à leurs différences d'intensité de coloration. Ces silex composés peuvent acquérir de grandes dimensions.

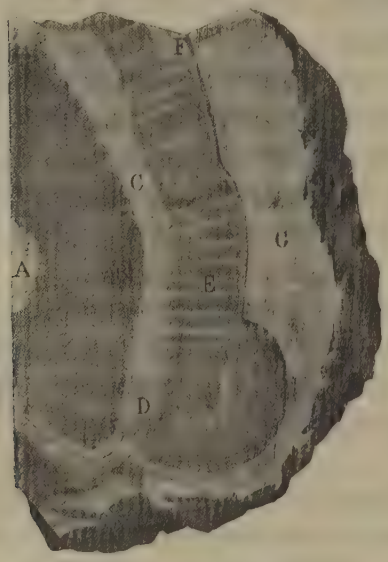


Fig. 9. — Silex composé, formé en deux temps. Craie à *I. labiatus* de Fortaveau (Loir-et-Cher).

Le silex corné comprend trois parties :

A. Un noyau blanc d'aspect crayeux, qui ne fait nullement effervescence, susceptible de mesurer plusieurs centimètres et de renfermer des taches de silex corné typique. A la loupe il se montre pétri de spicules.

B. La masse principale du silex corné remarquablement translucide.

C. Une zone externe gris blanc, d'épaisseur très réduite, formant patine.

C'est donc un silex complet et normal, à cela près qu'il possède un noyau central différencié, manquant dans la majorité des silex.

L'enveloppe de silex jaune se décompose elle-même en trois parties :

D. Une zone plus claire, en contact direct avec la patine du silex corné (C) et pouvant faire défaut.

E. Le silex jaune, zoné ou non.

F. Une sorte de patine, jaune pâle, qui manque souvent.

[1] L. Cayeux, Contribution, etc., p. 361-365.

Et faisant suite à l'ensemble, une craie jaune zonée (G), contiguë au silex zoné lorsque la patine (F) est absente.

Étude micrographique. — A. Dans le complexe schématisé ci-dessus, le noyau se résout en nombreux spicules de *Lithistidae*, soudés ou libres, figurant un Spongiaire, auquel est dévolu le rôle de centre d'attraction par rapport au silex. Tous en opale, les spicules sont revêtus de silice monoréfringente, d'aspect gris sale, plus ou moins différenciée en globules. Tantôt, cette silice est développée à dose massive; tantôt, elle est formée de petits îlots d'opale globulaire et souvent de sphérules indépendantes. Dans les espaces plus ou moins vastes compris entre les spicules, on observe de la calcédonite cryptocristalline très prédominante, englobant de petits amas d'opale globulaire. Le tout représente un Spongiaire dont la matière organique a été remplacée par de la calcédonite et de l'opale.

B. Vient ensuite un silex typique dans lequel la trace des organismes et surtout des spicules d'Éponges est marquée par des fibres de calcédonite, qui font contraste par leur taille avec le fond cryptocristallin. Sauf sur l'emplacement de très rares débris organiques, le carbonate de chaux en est complètement exclus.

C. La patine passe au silex même par les transitions les plus ménagées. Du côté interne, elle débute par des globules d'opale, libres ou soudés en petit nombre, inclus dans de la calcédonite très prépondérante. Ces globules se multiplient rapidement, s'agglomèrent en plus grand nombre et finissent par l'emporter de beaucoup ou non, suivant les points. L'épaisseur même de la patine est constituée par de l'opale botryoïdale, partout interpénétrée de calcédonite, englobant des spicules d'Éponges relativement fréquents. Les autres groupes organiques comptent très peu de représentants. Par endroits, la silice amorphe se développe davantage et se concentre en amas où l'on discerne seulement un commencement de différenciation globulaire. Ailleurs, la calcédonite s'isole accidentellement en lentilles et traînées, composées de longues fibres groupées parallèlement. Et, chose importante pour la question de la patine considérée en elle-même, les témoins de calcite, tout en représentant un total presque négligeable, se multiplient de plus en plus en gagnant la périphérie. Les uns se rapportent à des restes organiques et les autres paraissent se réclamer de la gangue crayeuse. Tous sont corrodés.

La patine du silex interne rentre donc dans la catégorie des *patines non désopalisées.*

D. Tout ce qui appartient à cette zone se résout en une masse d'opale, en voie de différenciation globulaire, interpénétrée d'un peu de calcédonite, et renfermant quelques spicules d'Éponges, des traces de Foraminifères et quelques petits témoins de carbonate de chaux. Un léger voile d'oxyde de fer souille le tout. Dans un échantillon, autre que celui de la figure 9, une étroite zone de calcédonite marque la séparation des deux silex d'un bout à l'autre.

En aucun cas, la limite des deux parties C et D n'est parfaitement tranchée, et *tout se passe comme s'il y avait, non interruption du phénomène de silicification, mais changement dans les conditions de substitution de la silice à la craie.* S'il est vrai que les deux silex fondus en un seul correspondent à deux phases distinctes de silicification, il faut admettre qu'au début de la formation du silex jaune la silice de la périphérie du silex corné a été tant soit peu remise en solution pour assurer une transition rapide et insensible entre les zones C et D.

E. La multiplication des préparations dans les silex jaunes de plusieurs échantillons fait ressortir des différences très marquées.

Dans le cas qui paraît le plus répandu, la roche est un silex aussi cryptocristallin que le silex corné, caractérisé par l'abondance de témoins calcaires disséminés dans toute la masse. Ces témoins correspondent pour la plupart, et peut-être tous, à des débris organiques plus ou moins envahis par de la calcédonite, sans que rien de leur structure ne transparaisse. Au total, ils représentent certainement plusieurs unités de carbonate de chaux. Au nombre des organismes, on reconnaît des dizaines de spicules d'Éponges, les uns calcédonieux et les autres de composition mixte. Beaucoup d'individus, originellement siliceux à n'en pas douter, sont *calcaréo-siliceux.* Le carbonate de chaux associé en toutes proportions à la calcédonite, est toujours largement cristallisé et limité dans son extension à l'emplacement des spicules. La règle est qu'il soit rongé par la calcédonite qui lui est postérieure. On est là en présence de *spicules siliceux, calcifiés, partiellement resilicifiés.* Peut-être tous les spicules calcédonieux du milieu se réclament-ils des mêmes vicissitudes. Il est à remarquer en passant que l'enchaînement des circonstances aboutissant à un pareil résultat est le suivant :

1° Dissolution des spicules dont la place est marquée par des vides;

2° Remplissage des vides par de la calcite, processus invariable pour engendrer des spicules calcifiés.

Ce cycle de métamorphoses est, à coup sûr, un des plus complets que puisse parcourir un spicule au cours de sa fossilisation.

Dans une autre manière d'être, le silex jaune est à base de silice globulaire, pénétrée de calcédonite, renfermant une foule de restes organiques calcaires en voie de silicification. Des spicules de *Lithistidae* rassemblés en nids sont fossilisés par de l'opale.

Pour ce qui est de la matière colorante, il est de règle que sa distribution soit indépendante de toute structure spéciale du milieu. Les zones correspondent à des concentrations d'oxyde de fer, vaguement délimitées au microscope.

F. Cette zone externe du second silex est tout à la fois siliceuse et calcaire, mais elle tire sa principale caractéristique de ce qu'elle est très calcarifère. Au fond, elle se présente de ce chef, comme une zone de transition à la craie enveloppante.

Tous les éléments calcaires sont rongés par un fond siliceux de calcédonite et d'opale globulaire. En lumière réfléchie, on peut s'assurer que les sphérules d'opale, généralement soudées, abondent et qu'un grand nombre de taches, de même dimension et de même forme que les globules libres ou agglomérés, se résolvent en vides remplis d'impuretés. Ce qui revient à dire que *la patine est à la fois très calcarifère et désopalisée.*

G. La craie jaune zonée qui empâte les silex composés est une *craie silicifiée et calcifiée.*

Elle est silicifiée en ce qu'elle renferme une sorte d'armature de petits globules d'opale disséminés partout.

Elle est calcifiée en ce que la silice de nombreux spicules est remplacée par de la calcite.

Interprétation des silex composés. — On peut d'abord poser en fait que le silex corné est à lui seul un silex complet, comme tous les rognons siliceux de la craie, et que le silex jaune en est un autre. On peut encore admettre, comme parfaitement établi, que le silex jaune résulte de l'épigénie

d'une craie absolument identique à la craie jaune zonée, c'est-à-dire que la silicification s'est produite lorsque les zones ocreuses, communes à la craie et au silex jaune, étaient dessinées avec tous les caractères qu'elles présentent aujourd'hui, et après la calcification de beaucoup de spicules siliceux. Et c'est évidemment au cours de la silicification de la craie jaune que les spicules déjà calcifiés sont redevenus plus ou moins siliceux.

De tout cela se dégage nettement la *notion de deux phases bien distinctes dans la formation de certains silex de la craie à I. labiatus*, la première marquée par la genèse du silex corné et la seconde par celle du silex jaune zoné. Entre la première et la seconde phase il s'est écoulé un laps de temps dont l'importance nous échappe. Mais cet intervalle n'est nullement nécessaire, comme je l'ai admis naguère, pour engendrer la patine du silex corné avant le développement du silex jaune [1], puisqu'il est maintenant démontré que la genèse de la patine fait partie du développement des silex (p. 463).

Il n'est pas sans importance d'observer que la structure du silex jaune, lorsqu'il n'est pas chargé de globules d'opale, est en tous points pareille à celle du silex corné, de sorte que la silicification de la craie, à quelque moment qu'elle se produise, aboutit à une structure cryptocristalline, tant il est vrai que les caractères de la roche-mère exercent une profonde influence sur les caractères des accidents siliceux.

On peut également tirer des silex composés un enseignement intéressant au point de vue des patines. Le même échantillon réunit les deux types observés : une patine silico-calcaire non désopalisée (silex interne) et une patine silico-calcaire en partie désopalisée (silex externe). La première, engendrée antérieurement à la formation du silex externe, ne peut que remonter à une haute antiquité.

Enfin, la genèse plus ou moins tardive du silex externe pose la question de l'intervention de la matière organique dans la formation du silex, car ainsi qu'on le verra plus loin, maints auteurs lui font jouer un rôle de premier plan dans le phénomène de concentration de la silice. A ce sujet un fait paraît très net et hors de discussion : la silicification de la craie, transformée en silex jaune, ne peut être qu'un phénomène postérieur à la consolidation, conclusion qui paraît exclure l'intervention de la matière organique imprégnant la boue crayeuse sur le fond de la mer. Reste à savoir si la consolidation n'a pas

[1] L. Cayeux, Contribution etc., p. 365.

suivi de très près la chute des matériaux sur le fond, et si elle n'est pas dans une certaine mesure un phénomène sous-marin.

g. *Silex métamorphiques.*

Des silex en lits continus, se répétant par centaines, et en nodules isolés, subordonnés à une puissante formation de calcaires, devenus cristallins par métamorphisme général sur des espaces considérables, ont changé complètement de constitution minéralogique. La cassure en est très fine et grenue et l'état d'agrégation très imparfait.

Entre les nicols croisés, la roche se montre convertie en quartzite typique, à grains petits et moyens, très réguliers dans l'étendue de grandes plages. Ses éléments affectent une tendance générale à être particulièrement réguliers et dépourvus de prolongements empiétant les uns sur les autres, grâce à quoi, ils se séparent sans qu'il soit nécessaire d'exercer une forte pression. De restes organiques, il n'y a plus la moindre apparence.

Les silex ainsi transformés fournissent en Crète les meilleures pierres à aiguiser naturelles que l'on connaisse [1].

II. CHAILLES.

(Pl. XXVIII, fig. 110.)

Terme synonyme de *caillou,* en latin *calculus* qui, d'après Littré, aurait donné *calclus,* puis *chail* ou *chaille* et finalement *caillou* ou *chaillou.*

On appelle *chailles* des concrétions siliceuses d'un type spécial, de distribution très limitée dans le temps et dans l'espace, actuellement connues dans le Jurassique supérieur de l'Est et du Sud du Bassin de Paris ainsi que du Jura.

Les chailles font leur apparition au Sud du Bassin parisien dans le Callovien à *Steph. coronatum* et *Dysaster ellypticus* du Nivernais (calcaires de Pou-

[1] Ils sont depuis longtemps l'objet d'une exploitation irrégulière et mal conçue dont on utilise les produits un peu partout sur les bords de la Méditerranée et jusqu'à Marseille.

gues). Elles présentent un grand développement dans la formation oxfordienne, connue sous le nom d'argiles à chailles, que l'on suit depuis la Meuse jusqu'à la Côte-d'Or non comprise. On retrouve les mêmes accidents à l'Ouest, subordonnés à des calcaires à *Glypticas hieroglyphicas* et *Hemicidaris crenularis*. En Franche-Comté, les chailles dépendent des calcaires hydrauliques à *Card. cordatum*. Dans le Nivernais comme en Franche-Comté, l'altération des roches-mères a engendré des *argiles à chailles*, dans lesquelles il faut voir le pendant des argiles à silex de la craie.

Partout les chailles se présentent en nodules variant depuis de simples noyaux, à peine perceptibles à l'œil nu, jusqu'à de véritables blocs mesurant au moins 0 m. 30 de plus grand diamètre. Celles des calcaires calloviens de Pougues [1] (Nièvre) gisent en rognons globuleux, mamelonnés, lobés, amœbiformes et quelquefois très découpés. Par exception, il sont profondément échancrés, mais toujours en l'absence de formes anguleuses. Le grand axe des nodules est généralement horizontal et parfois très oblique. Ces nodules peuvent être rares, clairsemés, ou concentrés en grand nombre au point de former jusqu'au tiers environ d'un banc donné. En aucun cas, je n'ai observé d'alignements bien définis, comparables aux cordons de silex. On ne connaît pas davantage, du moins que je sache, des chailles formant des veines obliques à la stratification. D'après M. Jodot, « elles peuvent se présenter en un *banc continu*, qui, après décalcification, prend l'*aspect meuliériforme* ».

Les chailles du Callovien de Pougues, que j'ai toujours en vue, sont engagées dans un calcaire grenu, gris jaunâtre, d'aspect parfois un peu terreux, avec lequel elles font corps, sans qu'on les en puisse jamais séparer par des moyens mécaniques. Leur délimitation se fait à l'œil nu, sur la tranche, suivant une ligne assez franchement dessinée, comme si le calcaire passait brusquement aux nodules. Ceux-ci se détachent en gris, avec une texture plus fine que la gangue, un grain à peine sensible, une cassure large, un aspect mat et une opacité absolue, sauf sur les bords où la roche laisse à peine passer la lumière. Jamais les chailles n'ont, si peu que ce soit, l'éclat vitreux caractéristique des silex. Très fréquemment la zone marginale est plus teintée et en quelque sorte estompée, comme si la concentration de

[1] Je suis très heureux de témoigner ici ma reconnaissance à M. l'Abbé Dasse, curé-doyen de Pougues-les-Eaux, qui m'a guidé dans le prélèvement de mes matériaux d'études, ainsi qu'à M. Jodot, chef de travaux à l'École des Mines, pour les renseignements très utiles qu'il m'a fournis.

la silice y était maxima. Vers l'intérieur, même si la chaille est de dimensions restreintes, on y voit des sortes de nuages jaunâtres, mal définis, que l'on suppose correspondre à des parties moins silicifiées. Ces sortes de différenciations s'accentuent beaucoup dans une foule de grosses chailles, où l'on voit reparaître peu à peu à l'intérieur la teinte et le grain de la roche-mère.

Un autre facies de ces accidents siliceux, représentant un cas particulier, donne naissance à des chailles dites rubanées.

Tous les échantillons font vivement effervescence aux acides, surtout dans les plages de l'intérieur qui reprennent plus ou moins les caractères du calcaire.

L'absence absolue de patine, non moins que de chailles creuses, est à noter tout spécialement.

Les propriétés des chailles franc-comtoises, dont je ne puis juger que par les échantillons, obligeamment mis à ma disposition par le professeur Fournier, ne paraissent pas différer beaucoup des précédentes. Les rognons ressortent davantage du fond clair de la roche-mère; la pâte en paraît plus fine et moins éloignée de celle des silex, tout en restant opaque. Ici, comme là, le bord semble plus imprégné de silice et la région centrale fait supposer par sa coloration moins prononcée qu'elle est restée très calcarifère. Par comparaison avec les premiers, ces rognons donnent l'impression d'être mieux individualisés, ce qui ne les empêche pas de faire effervescence aux acides et très vivement.

Les chailles n'avaient jamais été analysées au microscope, lorsque j'en ai entrepris l'étude dans mon cours du Collège de France. Elles l'ont été depuis par M. Jodot [1] dans plusieurs notes, dont je ferai état plus loin.

Dans la description qui va suivre, je passerai successivement en revue les chailles de Franche-Comté plus typiques que celles du Callovien, puis les chailles du Nivernais et, enfin, les chailles décalcifiées.

[1] P. Jodot, Contribution à l'étude pétrographique des chailles; importance relative des spicules de Spongiaires, des spicules d'Alcyonaires et des grains de quartz clastique (*C. R. Ac. Sc.*, t. 180, 1925, p. 523-524).

Ibid., Note préliminaire sur la structure des chailles (*C. R. S. Soc. Géol. Fr.*, séance du 16 février 1925, p. 43 et 44).

Ibid., Sur la classification des niveaux à chailles du Nivernais (*C. R. S. Soc. Géol. Fr.*, séance du 2 mars 1925, p. 60-62).

1. **Chailles oxfordiennes de Franche-Comté** (Pl. XXVIII, fig. 110). — Presque toutes proviennent du massif de Brégille, près de Besançon.

A. *Calcaire à chailles.* — Des grains de quartz interviennent au nombre de plus d'une centaine par préparation et toujours avec des dimensions comparables (en moyenne 0 mm. 05).

La presque totalité des organismes observés se rapportent aux Spongiaires, représentés par des spicules, globuleux ou réniformes, généralement convertis en calcite, parfois silico-calcaires ou siliceux, et alors fossilisés comme dans les gaizes. Leur place peut être marquée par des vides qui en ont fidèlement conservé la forme. Avec ce type de spicules toujours très prépondérant, on rencontre quelques bâtonnets, presque tous fragmentaires, au moins de taille moyenne, souvent très grands, invariablement calcifiés. Transformés en calcite, les spicules globuleux réalisent l'unité d'orientation optique, ou réunissent deux, trois éléments et davantage, mais il est rare qu'ils se résolvent en agrégats de tout petits éléments. Cette calcite des spicules déborde fréquemment sur la gangue. Suivant le cas général, elle remplit des vides laissés par la dissolution de la silice. Il y a dans le degré de fréquence des spicules de grandes différences d'un échantillon à l'autre. Les préparations nous les montrent très clairsemés ou comptant des centaines d'individus avec tous les intermédiaires possibles.

De très rares débris paraissent se rapporter aux Mollusques. Peut-être existe-t-il un reste d'Algue de loin en loin. Quant aux Foraminifères, on n'en peut relever la moindre trace.

Il est de règle que la gangue vienne en première ligne. L'analyse y révèle la présence de plusieurs catégories d'éléments : un calcaire gris, pur, d'aspect dépoli, cryptocristallin, en granules irréguliers à contours francs ou incertains, jouant le rôle de témoins; de la calcite secondaire, résultant vraisemblablement de la cristallisation partielle du calcaire précédent; un peu de matière argileuse ou argilo-ferrugineuse, inégalement répartie, et de l'oxyde de fer, concentré en minuscules globules et taches irrégulières, ou jouant le rôle de pigment très subtil visible en une foule de points. A ces deux substances correspondraient 3,29 d'alumine et 0,88 de Fe^2O^3. (Analyse I, p. 495.)

La roche est toujours poreuse, criblée qu'elle est de vides, dus en partie à la dissolution de spicules.

De la composition indiquée, il résulte que la roche-mère des chailles oxfor-

diennes franc-comtoises est un calcaire très impur (Analyse I), riche en spicules d'Éponges. Ceux-ci étaient assez répandus à l'origine pour que les chailles aient trouvé dans le dépôt même la source intégrale de la matière première nécessaire à leur formation.

B. *Chailles.* — La constitution des chailles extraites du calcaire précédent est des plus simples. Toutes, peut-on dire, se résolvent en un fond siliceux emprisonnant des témoins calcaires. En définitive, elles représentent des portions de calcaire en voie de silicification et jamais entièrement silicifiées, ce que traduit l'analyse II.

	I.		II.	
SiO^2 (totale)	42.30		86.11	
SiO^2 (soluble)		0.50		1.92
Al^2O^3	3.29		1.92	
Fe^2O^3	0.88		0.88	
CaO	27.70		5.40	
MgO	0.43		0.20	
Na^2O	0.98		0.42	
TiO^2	0.10		non dosé.	
P^2O^5	traces.		"	
CO^2	21.90		4.10	
H^2O	1.93		0.80	
Total	99.51		99.83	

I, Calcaire; II, Chaille.

La matière fondamentale reproduit les caractères de la silice des silex typiques observés entre les nicols croisés, mais avec une moindre finesse. Tous ses éléments constituants paraissent se rapporter à la calcédonite. L'opale en est complètement exclue, à ce qu'il semble.

Partout, ce fond calcédonieux est interrompu par des éléments étrangers tels que spicules, grains de quartz et surtout témoins calcaires.

Les spicules sont très nombreux ou clairsemés et toujours avec prédominance marquée des types calcifiés, même en pleine chaille (*a*). Inutile d'ajouter que les formes globuleuses viennent de beaucoup en première ligne, quand elles n'existent pas seules, puisque tel est le cas pour la roche-mère. Leurs conditions de fossilisation n'ont pas changé. Ce sont pour les types siliceux des

spicules en *calcédonite* et *quartzine*, des spicules en quartzine et, par exception, des individus à base de quartzine accompagnée d'un ou plusieurs granules de *quartz*. Calcédonite et quartzine s'ordonnent généralement autour du centre des globules. Ce mode de fossilisation est un fait nouveau pour moi.

Les types de composition mixte, c'est-à-dire calcaréo-siliceux, ne laissent aucun doute sur la substitution de ces différentes silices à la calcite, car des inclusions de carbonate de chaux s'observent dans la quartzine, notamment. Il en résulte que *lesdits spicules, originellement siliceux, ont été dissous, puis reconstitués par de la calcite et, finalement, par différentes silices qui ont épigénisé la calcite*. Abstraction faite de la nature de la silice, cet exemple est loin d'être unique, comme nous le savons déjà.

Ni plus ni moins répandus que dans la roche-mère, les grains de quartz ont parfois subi un accroissement secondaire très limité. C'est ce que montrent des éléments dentelés sur leurs bords, semblant passer insensiblement à la gangue. Des grains, en proportion variable, y ont échappé.

Les témoins calcaires abondent toujours. On y reconnaît, en très grand nombre, des éléments à contours déchiquetés, de taille très variable, dépassant tout au plus la dimension des spicules globuleux. Ils attirent l'attention, autant par leur distribution que par leur fréquence. Cette distribution a quelque chose de remarquablement uniforme. Partout la silice et le calcaire s'entremêlent (*b*), au lieu de se concentrer et de se séparer. En sorte que tout se passe comme si la silicification, arrêtée bien avant l'épigénie complète du calcaire, avait débuté simultanément dans toute la masse. Pour plus de précision, il faut ajouter que, d'une manière générale, *la teneur en silice décroît de la périphérie vers le centre, le contraire se produisant pour le carbonate de chaux*. La proportion de calcaire épargnée par la silicification peut atteindre et dépasser 50 p. 100. Le fait est surtout vrai pour la région centrale des grosses chailles. Tel n'est pas le cas pour le spécimen analysé dont la teneur en chaux n'est que de 5.20 p. 100 à proximité de la périphérie.

2. **Chailles calloviennes du Nivernais.** — Tous les échantillons analysés sont originaires de Pougues.

A. *Calcaire à chailles.* — En plus de quelques dizaines de grains de quartz clastiques, chaque préparation fournit plusieurs fragments de test de Mollusques à structure conservée, un ou deux débris de calcaires à Bryozoaires,

susceptibles de manquer, plusieurs spicules d'Alcyonaires, des restes de Spongiaires dont il va être question et des Foraminifères de forme très robuste à test dépoli. D'un échantillon à l'autre la proportion de ces Foraminifères est très variable, si bien que telle préparation en renferme trois ou quatre et telle autre des dizaines.

A quelques spicules en bâtonnets que contient chaque coupe mince, il faut ajouter des centaines de spicules globuleux représentés par des sections circulaires, elliptiques et souvent un peu réniformes. A de rares exceptions près, ces spicules sont calcifiés; un petit nombre ont été dissous; les autres sont siliceux. La contribution fournie par le groupe des Spongiaires est donc importante, et comme presque toute la masse de silice à laquelle elle correspond a émigré des spicules, il en résulte qu'elle a pu être le point de départ de phénomènes de silicification à grande échelle.

Le ciment se résout en un fond calcaire prédominant, englobant tous les matériaux précédents. On y retrouve les trois catégories d'éléments signalées dans les calcaires à chailles des environs de Besançon :

1. Une infinité de petits amas d'un calcaire extrêmement fin, teinté en gris, tendant généralement vers une forme arrondie et de dimensions très comparables, mais engendrant aussi des plages à contours quelconques de dimensions beaucoup moins restreintes.

2. De la calcite grenue, paraissant procéder du calcaire précédent auquel on la voit passer insensiblement en une foule de points.

3. Enfin, une petite quantité de matière argileuse, qu'il est à peu près impossible d'identifier en toute certitude, au microscope. J'incline à croire qu'elle est associée, au moins pour une partie, à de l'oxyde de fer, réparti en nombreuses petites taches mal individualisées et en granules franchement délimités ou rares.

L'analyse ci-dessous (I) montre que la teneur en silice d'une pareille roche peut rester très élevée — 34.15 p. 100 — malgré la calcification de nombreux spicules. Elle dérive donc d'une ancienne boue calcaréo-siliceuse, caractérisée par une haute teneur en silice organique. De par la formation des chailles, elle a subi une perte considérable en silice, pour ainsi dire compensée par un enrichissement presque équivalent en calcaire.

B. *Chailles.* — Au microscope, les chailles calloviennes ne sont pas autre

chose que les calcaires précédents en voie de silicification. On y retrouve les mêmes minéraux et les mêmes organismes, la seule différence vraiment essentielle tenant au remplacement d'une quantité très appréciable de calcaire par la silice, comme le montrent les analyses suivantes :

	I.		II.	
SiO^2 (totale)	34.15		75.10	
SiO^2 (soluble)		0.45		0.65
Al^2O^3	1.43		0.93	
Fe^2O^3	0.72		1.27	
CaO	34.65		11.80	
MgO	0.43		0.10	
Na^2O	0.34		0.27	
P^2O^5	"		"	
CO^2	27.70		9.11	
H^2O	0.43		1.30	
Total	99.85		99.88	

I, Calcaire; II, Chaille.

Les restes de Spongiaires figurent avec le même degré de fréquence et avec le même état de fossilisation que dans la roche-mère. Par exemple, on reconnaît quantité de spicules globuleux calcifiés, au dessin moins net, et de nombreux spicules fossilisés par de la calcédonite et de la quartzine, par de la quartzine seule, et, enfin, par de la quartzine et un peu de quartz, association plutôt exceptionnelle. Bien entendu, la proportion de spicules siliceux est tout autre que dans la roche-mère.

Partant de la zone de contact avec le calcaire, on se trouve en présence de la teneur maxima en silice. Plus on s'en écarte, et plus la silice diminue, ce qui est une règle absolue pour tous les échantillons observés. Et si les chailles sont volumineuses, on passe rapidement à une composition qui n'est plus celle d'un rognon siliceux proprement dit, mais d'un calcaire faiblement silicifié, ce que l'on devine à l'examen macroscopique des échantillons (p. 493). Au bord même de la concrétion, la silice peut l'emporter à peine sur la totalité des autres éléments. Il en résulte comme trait fondamental que la silice est répartie un peu partout en association intime avec les témoins de calcaire, rongés, déchiquetés, toutes les transitions s'observant jusqu'à leur destruction complète. Ici encore, la silicification paraît s'être poursuivie simultanément

en une foule de points, comme si elle avait débuté partout à la fois en réalisant son maximum de fréquence à la périphérie.

La silice qui prend la place du calcaire, qu'il soit organique ou non, se détache avec une teinte jaune sale en lumière naturelle. Sa cristallisation est moins fine que dans les chailles de Franche-Comté, ce qui permet d'en déterminer les éléments avec précision. La *calcédonite*, la *quartzine* et le *quartz* y prennent part, avec des rôles différents suivant les échantillons, et même suivant les parties considérées d'une chaille donnée. La calcédonite, en fibres de moyenne longueur, existe seule ou associée à de la quartzine. Elle engendre tout au plus des sphérolithes imparfaits, mais elle abonde en éventails très peu ouverts et en fouillis de fibres diversement orientées. La quartzine constitue, en plus des éléments groupés avec la calcédonite, des granules à peine fibreux, rassemblés en petits nids, et qu'il faut examiner attentivement pour ne pas les confondre avec du quartz. Cette troisième variété existe également en petits amas réalisant une structure de microquartzite.

Deux préparations tirées de la périphérie et du centre d'une même chaille volumineuse peuvent différer notablement. La première montrera, par exemple, de la quartzine avec peu ou point de quartz, et, la seconde, des nids, des traînées de quartz, parfois importantes, faisant une place ou non à de la quartzine. Cette dernière variété peut alors engendrer des sphérolithes plus ou moins complets, passant à du quartz à la périphérie.

Bref, les variantes ne manquent pas. La diffusion du quartz secondaire est particulièrement à retenir.

3. Chailles décalcifiées. — Entre les chailles en place dans le calcaire et les chailles libérées par décalcification, il y a d'assez grandes différences pour justifier une description séparée des chailles décalcifiées. Tous les échantillons observés sont de faible densité, très cohérents, rugueux au toucher et teintés en gris ou en jaune, suivant le degré de fréquence de l'oxyde de fer. Leur cassure a repris la physionomie de celle du calcaire à chailles.

Des chailles décalcifiées de la Haute-Saône montrent au microscope des centaines de grains de quartz, qui tous, ou peu s'en faut, ont subi un très léger accroissement secondaire. Nombre d'éléments possèdent une ligne d'impuretés à la limite du noyau ancien et de son auréole festonnée, la quantité de silice secondaire ainsi fixée à la périphérie des éléments de quartz clastique

restant minime. Elle suffit cependant pour augmenter très notablement la cohérence de la roche.

Aucun débris organique n'est immédiatement reconnaissable, mais il existe un grand nombre de sections circulaires ou un peu elliptiques se résolvant en agrégats de calcédonite, de calcédonite et de quartzine, de quartzine seule, ce qui est fréquent, de quartzine et de quartz, association plutôt rare. Quiconque aborderait l'étude de ces matériaux, sans y être préparé par l'analyse des chailles non décalcifiées et des calcaires qui les empâtent, serait enclin à faire trois hypothèses à leur sujet et à y voir, soit des oolithes silicifiées, soit des Radiolaires, soit des spicules d'Éponges de forme globuleuse. Ce sont d'anciens spicules globuleux rassemblés en très grand nombre comme dans *Synops nitida* Sollas [1].

Les mêmes spicules ont été signalés plus haut dans les chailles calcarifères. Parmi les chailles décalcifiées, il en est qui ont conservé la totalité de leurs spicules et d'autres qui en ont perdu une partie par dissolution. En moyenne, le nombre de spicules globuleux, conservés comme il a été dit, est beaucoup plus grand que dans les chailles non décalcifiées, circonstance qui implique la silicification d'une foule de spicules, préalablement calcifiés, au cours de la période de décalcification.

En lumière ordinaire, la gangue a toujours quelque chose de trouble et de souillé, même en l'absence de vides remplis par les produits de l'usure de la roche. Le fond est gris pâle, gris nuancé de brun par une imprégnation ferrugineuse. L'oxyde de fer peut même s'y concentrer, de ci de là, de manière à masquer tout ou partie de la silice cristalline. Entre les nicols croisés, on discerne une structure presque cryptocristalline, manquant d'uniformité [2].

En réalité, le ciment finement calcédonieux renferme un peu de matière argileuse, comme toujours très difficile à individualiser, d'autant plus qu'elle est elle-même cristalline. Les paillettes de mica blanc font cortège à l'argile.

Dans certaines préparations toute trace de calcite a disparu, et la teneur en silice est du même ordre de grandeur que dans les silex, ainsi que le montre l'analyse ci-dessous. Dans d'autres, c'est à peine si l'on peut mettre en évi-

[1] L. Cayeux, Introduction, etc., pl. XXXIII, fig. 2.

[2] Cette cristallisation, passablement plus fine que dans les chailles non décalcifiées analysées plus haut, ne doit pas être interprétée comme une conséquence de la décalcification. En réalité, elle se rapporte à des échantillons d'une autre région qu'on ne peut comparer aux premiers sans courir le risque de commettre une erreur.

dence quelques témoins de calcite, sous la forme de minuscules granules rongés.

SiO^2 (totale)	95.57	
SiO^2 (soluble)		1.55
Al^2O^3	1.11	
Fe^2O^3	1.44	
CaO	"	
MgO	"	
Na^2O	0.29	
P^2O^5	"	
CO^2	"	
H^2O	1.20	
Total	99.61	

Les mêmes constatations ayant été faites en ce qui concerne la proportion de spicules resilicifiés dans des chailles décalcifiées de la région de Pougues, on peut dire que les chailles décalcifiées, comparées aux chailles qui sont encore incluses dans les calcaires, accusent deux différences d'égale importance : elles sont tout à la fois *décalcifiées* et *silicifiées*.

Règle générale, les innombrables témoins de carbonate de chaux ont disparu, en laissant une foule de vides. En même temps, la destruction de la roche-mère en grande masse, laquelle avait gardé des spicules siliceux, a libéré une importante réserve de silice et déterminé, par contre-coup, la silicification des spicules calcifiés des chailles. L'une des conséquences de ces phénomènes est que les chailles décalcifiées nous offrent un nouvel exemple de *silicification en deux temps*.

On n'observe rien de pareil dans les silex de la craie décalcifiée, tout simplement parce que la silicification de la craie des silex est incomparablement plus avancée que celle du calcaire des chailles.

Résultats généraux et conclusions.

Roches-mères et chailles. — Un des faits les plus frappants observés au cours de cette analyse est la remarquable similitude de caractères des roches-mères des chailles. Exception faite pour des points de détail, tout est

pareil dans les calcaires. Qu'il s'agisse des minéraux, des organismes, de leur mode de fossilisation et de la gangue, on a l'impression de se trouver toujours en présence d'un seul et même dépôt. De là, cette grande uniformité de caractères que présentent les accidents siliceux étudiés, et cet air de famille si prononcé.

On peut se représenter la roche-mère de tout le groupe, comme une boue, relativement fine par ses éléments calcaires, et quelque peu grossière par ses nombreux grains de quartz et spicules d'Éponges globuleux.

Avant qu'elles ne soient extraites par décalcification de leur milieu générateur, les chailles réalisent le caractère de *silex inachevés*, avec cette particularité que les témoins de calcaire non silicifiés sont répandus à profusion dans toute la masse des rognons. On peut dire silex, car la silicification complète aurait abouti à une roche qu'il eût fallu classer parmi les silex de type quelque peu aberrant.

Développement des chailles par voie endogène. — Au point de vue de la marche même de l'épigénie, les chailles présentent un intérêt de premier ordre. *Tout se passe, comme si la silicification, débutant par la périphérie, avait d'abord arrêté le dessin général et les contours définitifs des chailles, puis gagné progressivement vers l'intérieur, tout en diminuant d'intensité.* C'est pourquoi il existe tant de grosses chailles, dont toute la partie centrale beaucoup plus calcaire que siliceuse, relève des calcaires siliceux. Les apparences sont telles que l'idée d'un développement endogène s'impose de façon irrésistible à l'esprit. S'il est interdit de conclure qu'un pareil mode d'accroissement s'applique certainement à toutes les chailles, on est, en tout cas, fondé à admettre qu'elles se réclament en très grande majorité de ce processus de formation et qu'il en est très probablement ainsi pour toutes. A cet égard, il n'est pas sans intérêt de noter l'absence absolue de patine dans toutes les chailles.

Le développement par voie endogène soulève immédiatement la question des centres d'attraction. Il y a, semble-t-il, prédestination des points de concentration, en ce sens que les spicules paraissent beaucoup plus fréquents dans les calcaires avoisinant les chailles qu'à distance des nodules.

Spicules d'Éponges. — Dans tous les types que j'ai analysés le rôle réservé aux spicules en bâtonnets est des plus accessoires. Mais il résulte d'ob-

servations complémentaires de M. Jodot qu'il n'en est pas toujours ainsi. La vérité à cet égard est qu'en moyenne les spicules globuleux occupent le premier rang, même lorsque les bâtonnets interviennent en proportion très appréciable. L'abondance de ces spicules globuleux est avec le degré de fréquence des témoins calcaires le trait dominant de la constitution des chailles. C'est vrai pour les chailles calloviennes aussi bien que pour celles de l'Oxfordien. Nous avons eu à nous occuper de ces mêmes spicules en étudiant les gaizes à *C. Mariae* des Ardennes (p. 289) où ils tiennent une place considérable. Il semble donc que les mers calloviennes et oxfordiennes du Bassin de Paris aient nourri une faune de Spongiaires à spicules globuleux d'une richesse vraiment exceptionnelle.

Les innombrables exemplaires de ces globules réunis dans les calcaires à chailles présentent à notre point de vue un triple intérêt :

1. En raison de leur diffusion, on peut se demander si le défaut de concentration dans les chailles n'est pas la conséquence du trop grand nombre de centres d'attraction dans le milieu. Tout bien pesé, on ne voit pas d'autre cause à invoquer car il ne saurait être question d'insuffisance de silice dans une roche-mère, en moyenne beaucoup plus riche en spicules d'Éponges que la roche-mère des silex typiques.

2. Leurs conditions de fossilisation sont très particulières et nouvelles, du fait que la quartzine intervient dans la constitution des globules, non pas à titre accidentel, mais en tant qu'élément essentiel, susceptible de figurer au premier rang. La présence de cette silice peut entraîner celle du quartz.

3. La calcification de nombreux spicules dans les chailles n'est pas sans soulever quelques difficultés d'interprétation. Règle générale, peut-on dire, quand on observe des spicules dans les silex de la craie, ils sont calcédonieux, et c'est, naturellement, la même composition qu'on s'attend à trouver dans les chailles. Or, celles-ci renferment à la fois des spicules siliceux et de nombreux spicules calcifiés. Il en résulte que des spicules sont devenus calcaires en milieu siliceux. Tout bien considéré, la migration de la silice des spicules en question ne peut être qu'antérieure ou postérieure à la genèse des rognons et non contemporaine. Est-elle antérieure, il faut admettre que les vides laissés par leur disparition étaient déjà comblés par de la calcite, l'état cristallin du carbonate de chaux s'opposant à la silicification. Est-elle postérieure, on ne peut concevoir le phénomène que par la dissolution de spicules con-

servés avec leur composition première dans le milieu déjà silicifié, puis le remplissage des vides résultants par du calcaire cristallin. Dans les deux cas, la formation des chailles apparaît comme un phénomène plutôt complexe, impliquant toujours *une silicification et une élimination de silice.*

Explication des caractères physiques des chailles. — Il suffit d'embrasser d'un coup d'œil les caractéristiques fondamentales des chailles pour en expliquer d'emblée les propriétés physiques, si différentes de celles des silex de la craie, telles que adhérence au calcaire, texture, cassure, sans parler de l'effervescence constante aux acides.

Si les nodules font corps avec la gangue, c'est uniquement parce que les chailles, restant très chargées de calcaire, même dans les parties périphériques les plus silicifiées, conservent quantité de points d'attache avec la roche-mère. Au surplus, il n'est pas rare de constater la présence de petites inclusions siliceuses dans le calcaire, en bordure des chailles, autre raison pour que la limite des rognons ne soit pas franchement arrêtée.

Tout naturellement, la couleur qui est fonction de la composition, reflète la présence d'inclusions calcaires teintées comme la roche-mère. Il en va de même pour la texture, qui se rapproche d'autant plus de celle du silex que la calcédonite abonde, et de celle de la gangue que les témoins calcaires se font plus nombreux. Cette texture, ainsi d'ailleurs que la cassure, se ressentent fatalement de la présence de grains de quartz et de spicules globuleux qui introduisent dans le milieu des éléments quelquefois grossiers.

Quant à la sensibilité à l'action des acides, elle est la conséquence de la silicification incomplète.

Définition des chailles. — Les chailles typiques se résolvent en accidents siliceux imparfaits, c'est-à-dire en *silex inachevés.* Elles renferment, comme éléments essentiels, du quartz clastique en proportion très variable, susceptible de manquer dans les chailles argoviennes (Jodot), de très nombreux spicules d'Éponges, et surtout des spicules globuleux, en majorité calcifiés, représentant jusqu'à 20 p. 100 du dépôt (Jodot), et comme éléments accessoires, dignes d'être notés, des spicules d'Alcyonaires, ne figurant pas dans toutes les coupes. Ces matériaux sont plongés dans une gangue de calcédonite, de calcédonite et de quartzine, avec ou sans quartz secondaire, toujours chargée d'un important résidu calcaire et faiblement argileux.

Les chailles décalcifiées en diffèrent par l'élimination du carbonate de chaux, l'abondance des vides qui en est la conséquence, et la silicification d'un grand nombre de spicules globuleux calcifiés.

Loin de figurer en proportions constantes dans les différents horizons à chailles, les minéraux et organismes revêtent des degrés de fréquence très variables que M. Jodot a utilisés avec succès pour établir une « classification des niveaux à chailles du Nivernais, basée sur leurs caractères pétrographiques ».

Diagnostic différentiel des silex et des chailles. — Le diagnostic différentiel des silex et des chailles est chose fort simple. Au microscope, comme à l'œil nu, les chailles ont un facies qui leur appartient en propre. Conservées dans leur milieu générateur, elles sont pétries de témoins calcaires; décalcifiées, elles sont criblées de vides. Toutes, ou peu s'en faut, renferment de nombreux grains de quartz, invariablement absents dans les silex typiques. Dans les chailles nivernaises comme dans les chailles franc-comtoises, et je puis ajouter dans toutes celles qui ont été analysées par M. Jodot, les spicules abondent, principalement sous la forme de spicules globuleux. Il résulte, de ce chef, une physionomie des coupes minces radicalement différente de celle des silex. Au surplus, la gangue, abstraction faite des minéraux et organismes qu'elle englobe, ne réalise jamais l'uniformité et la finesse de grain des silex typiques.

A supposer que la comparaison porte sur les chailles et les silex de type aberrant, le diagnostic différentiel est non moins facile, attendu que les principaux caractères positifs des chailles manquent dans lesdits silex. Sans doute, le quartz peut-il y figurer, par exception, mais l'abondant résidu calcaire des chailles, leurs nombreux spicules globuleux, leur aspect souillé, etc., ne se retrouvent pas dans les silex largement cristallisés.

Dans l'état présent des connaissances, la chaille est l'accident siliceux en milieu calcaire, dont les propriétés caractéristiques sont les plus constantes, en même temps que les mieux définies. C'est à tous égards une entité à maintenir dans la classification des roches siliceuses.

III. SILEXITES [1].

(« Phtanites » et « Cherts » en nodules et lits du calcaire carbonifère.)

(Pl. XXIII, fig. 89 et 90; Pl. XXIV, fig. 93-95; Pl. XXV, fig. 96-98.)

On sait déjà que Haüy a créé le terme *phtanite* pour désigner des roches très différentes des accidents siliceux du Carbonifère du Nord de la France et de la Belgique (p. 353). Sa définition, très précise dans sa concision, est celle-ci : *Phtanite. De φθάνω, je préviens, j'anticipe, parce que sa texture schistoide épaisse et son caractère argileux semblent annoncer d'avance son passage au schiste* [2]. Et il ajoute : « Quartz compacte, argileux. Kieselschiefer ». C'est en somme, la définition des phtanites du Précambrien et du Gothlandien de la presqu'île armoricaine (p. 375). Il en résulte clairement que les phtanites d'Haüy sont des roches *originellement* siliceuses et stratifiées.

C'est d'Omalius d'Halloy [3] qui, en 1833, a détourné le vocable phtanite de son sens propre, en l'appliquant aux accidents siliceux des calcaires dinantiens, c'est-à-dire à d'anciens calcaires silicifiés dont l'histoire est toute différente des phtanites d'Haüy. L'auteur lui attribuait, d'ailleurs, une acception extrêmement large en écrivant : « Il forme des couches, des rognons, des filons, des amas et des fragments ». Là, est le point de départ de la confusion

[1] Dans ce domaine, beaucoup plus que dans les autres, j'ai bénéficié de la grande obligeance de mes correspondants, pour réunir les nombreux matériaux d'études dont j'avais besoin. Je tiens à renouveler l'expression de mes remerciements à M. le Chanoine Delépine, Professeur à la Faculté libre des Sciences de Lille, qui m'a fait profiter de sa profonde connaissance du calcaire carbonifère, en me guidant sur le terrain pendant plusieurs jours, et qui m'a fourni une belle série de silexites; à M. Kaisin, Professeur à l'Université de Louvain, à qui je suis redevable d'une importante collection de silexites de Belgique, puis à M. J. Cornet, Professeur à l'École des Mines de Mons; à M. Hicquet, Industriel; à M. le Chanoine Carpentier, Professeur à la Faculté libre des Sciences de Lille; à M. Y. Milon, Préparateur à la Faculté des Sciences de Rennes, et au regretté D. Piérart, Géologue amateur à Dourlers (Nord).

[2] L'Abbé Haüy, *Traité de Minéralogie*, 2e éd., t. IV, 1822, p. 546. En bonne logique on devrait écrire *phthanite*, à l'exemple de plusieurs auteurs anciens.

[3] J.-J. d'Omalius d'Halloy, *Introduction à la Géologie*, 1833, p. 433.

qui n'a cessé de régner dans le domaine dont nous abordons l'étude, confusion que les géologues du Nord de la France et de la Belgique ont contribué à propager en suivant l'exemple de d'Omalius d'Halloy.

Dans le même temps, les géologues anglais rangeaient lesdits phtanites parmi les cherts (*carboniferous cherts*). Actuellement, l'usage prévaut de plus en plus en Belgique d'appeler cherts, les « phtanites » en question. C'est-à-dire qu'à un terme qui ne répond pas du tout à son acception première, on en substitue un autre qui prête beaucoup plus encore à confusion. Pour ceux qui connaissent *de visu* les formations en cause, l'inconvénient peut paraître dénué d'importance, par la raison que ces formations font image dans leur esprit. Il en va tout autrement pour les autres qui sont la majorité. Dans l'intérêt général, et en bonne logique, il faut renoncer à utiliser une terminologie, faussée par l'usage, ou entachée d'une extrême imprécision.

Au fond, les accidents siliceux du calcaire carbonifère ont de grandes affinités avec les silex de la craie, mais ce sont des silex aberrants, de par leurs caractères physiques et leurs caractères minéralogiques. Faute de pouvoir trouver un terme entièrement nouveau qui rappelle leur parenté étroite avec les silex, tout en traduisant les différences qui les en séparent, je les désigne sous le nom de *silexites*.

Les accidents siliceux du Carbonifère ont fait l'objet de deux études, très méritantes à l'époque où elles ont vu le jour. E. Hull et E. T. Hardman [1], d'une part, A. Renard [2], de l'autre, ont analysé simultanément, pour ainsi dire, les silexites du Carbonifère supérieur d'Irlande et celles du calcaire carbonifère de Belgique. Réserve faite pour la question d'origine, que ces auteurs ont résolue sans faire intervenir les Spongiaires, et celle de la contribution organique qui n'a pas reçu tous les développements qu'elle comporte, on peut extraire de ces études bien des observations appelées à figurer sans retouche dans une vue d'ensemble, en harmonie avec les progrès de nos connaissances.

En ce qui concerne les organismes, la mise au point de la question a été

[1] E. Hull and E. T. Hardman, On the Nature and Origin of the Beds of Chert in the Upper Carboniferous Limestone of Ireland (*Sc. Trans. roy. Dublin*, Ser. II, vol. 1, 1877, p. 71-94, pl. III).

[2] A. Renard, Recherches lithologiques sur les phthanites du calcaire carbonifère de Belgique (*Bull. Ac. roy. Belgique*, 2e S., t. XLVI, 1878, nos 9 et 10. Extr. 431 p., 1 pl.).

faite par G. J. Hinde qui a découvert de nombreux spicules d'Éponges dans les préparations de Hull et démontré, par l'examen d'un échantillon reçu de M. Charles Barrois, que les « phtanites » de Belgique et les « cherts » d'Irlande présentent une ressemblance complète[1]. Pour tout dire, M. W. J. Sollas avait déjà reconnu l'existence de très nombreux spicules d'Éponges dans les échantillons de Hull, et Carter avait observé une multitude de spicules dans des argiles de décalcification des cherts d'Irlande.

Divers auteurs américains, notamment, E. O. Hovey[2] et M. W. A. Tarr[3], ont étudié sous le nom de « Cherts » des silexites carbonifères qu'ils ont caractérisées au double point de vue pétrographique et minéralogique, sans jamais y observer d'organismes.

Mode de gisement et caractères physiques des silexites. — Les silexites gisent dans le calcaire carbonifère en nodules et en lits.

Sous le nom de nodules, on désigne des rognons de forme générale arrondie, lenticulaire, irrégulière, pleins, dispersés en petit nombre ou concentrés en forte proportion, et toujours ordonnés parallèlement à la stratification.

Quant aux lits, ils sont généralement réduits à quelques centimètres d'épaisseur, avec une allure lenticulaire, ou continus, et parfaitement interstratifiés. Chacun de ces lits, considéré à part, change constamment d'épaisseur, témoignant par là d'une grande irrégularité des surfaces limites. Il en est d'arrêtés, en section, par un trait rectiligne à la partie supérieure, et qui se prolongent inférieurement par des apophyses plus ou moins développées. Ces lits de silexites sont susceptibles de se répéter un grand nombre de fois à des intervalles très rapprochés. Lors de leur maximum de développement, on peut estimer à un tiers et même à la moitié la fraction de la puissance totale de l'horizon qu'ils caractérisent[4].

Les silexites, en veines obliques à la stratification, paraissent d'une extrême rareté. M. Kaisin m'a signalé le seul exemple que je connaisse actuellement,

[1] G. J. Hinde, On the organic Origin of the Chert in the carboniferous Limestone Series of Ireland, and its Similarity to that in the corresponding Strata in North Wales and Yorkshire (*Geol. Mag.*, D. III, vol. IV, 1887, p. 435-447).

[2] E. O. Hovey, A Study of the Cherts of Missouri (*Journ. Am. Sc.*, 3e S., vol. XLVIII, 1894, p. 401-409).

[3] W. A. Tarr, Origin of the Chert in the Burlington Limestone (*Journ. Am. Sc.*, 4e S., t. XLIV, 1917, p. 409-452).

[4] Renseignement de M. le Chanoine Delépine.

sous la forme d'une veine de quelques décimètres raccordant deux tables superposées.

En somme, le mode de gisement des silexites est celui des silex, à cela près que les rognons présentent une moindre variété morphologique, que le degré de fréquence des lits est beaucoup plus grand que pour les silex et qu'il s'en faut de peu que les silexites en veines obliques à la stratification ne fassent complètement défaut.

Loin d'être spéciaux à un horizon donné, ces accidents siliceux se rencontrent, pour ainsi dire, de bas en haut du calcaire carbonifère, sans en excepter la dolomie. Il en est du calcaire carbonifère comme de la craie, c'est-à-dire que tel horizon qui manque de silexites en un point en est largement pourvu ailleurs. Ces différences s'expliqueront aisément, le jour où la formation du calcaire carbonifère sera analysée méthodiquement au microscope.

La *densité* des silexites, qui est d'environ 2.65, dépasse un peu celle des silex.

Leur *couleur* varie dans les mêmes limites que celle des calcaires dont elles dépendent, mais sans revêtir toujours la nuance, voire même la teinte de la roche-mère. Au total, elle s'étend du blanc au noir en passant par des teintes grises de différentes nuances, roses, rougeâtres, rouge vineux, rouge brun, etc. Bref, il y a des silexites de couleur claire et de teinte très foncée, mais, en moyenne, les teintes sombres l'emportent de beaucoup.

L'*éclat* des silexites diffère notablement de celui des silex, en ce qu'il est généralement très mat, et, par exception, luisant ou cireux.

Très sujette à variations, la *texture* est le plus souvent grenue, et elle l'est parfois au point de rendre la roche extrêmement rugueuse au toucher. Dans le cas contraire, le grain, plus ou moins serré, est indiscernable à l'œil nu. Par disparition d'éléments calcaires, les silexites deviennent poreuses et, exceptionnellement, caverneuses. Il est également exceptionnel que des silexites se différencient en zones concentriques diversement colorées, noires et blanches, par exemple, auquel cas, elles sont qualifiées de zonaires. Il existe une dernière variété comprenant des silexites bréchoïdes.

Beaucoup moins large que celle des silex, la *cassure* des silexites est généralement fort irrégulière. Sur une surface grande comme la main on observe souvent quantité de plans de fracture d'orientation distincte. Il est rare qu'elle soit conchoïdale ou plane. Par contre, la cassure est fréquemment écailleuse, sans l'être jamais au même degré que dans les quartzites. Quoi qu'il en soit,

cette cassure écailleuse est révélatrice d'une structure tant soit peu quartzitique.

En conséquence de ce que je viens de dire, la *fragmentation* des silexites doit être des plus irrégulières; elle l'est, en effet, et dans la même mesure que la cassure, mais dès que les diaclases remplies de calcite entrent en jeu, le débitage se fait avec une moindre difficulté et avec une certaine régularité. On peut alors détacher des fragments tabulaires, pseudo-rhomboïdaux, voire même pseudo-cubiques, ce qui est l'exception. Même très fins, les éclats sont presque toujours opaques. Dans le cas contraire, ils manifestent une très légère translucidité sur les bords. A ma connaissance, on n'a jamais rien observé qui rappelle l'aspect vitreux des éclats de silex.

Les silexites sont veinées de calcite à tous les degrés, et il en est qui le sont au point d'être méconnaissables.

Comme les silex, les silexites ont souvent emprisonné des restes organiques macroscopiques; ce sont généralement des articles de Crinoïdes, susceptibles de se multiplier beaucoup et de fournir à ces roches un élément de variation. Des échantillons sont pétris de rondelles de tiges cylindriques et parfois de volumineux tronçons de tiges. Sur la cassure, lesdits articles ressortent en gris ou en blanc avec l'éclat miroitant de la calcite.

Incluses dans des calcaires qui n'en diffèrent que peu ou point par la couleur, les silexites ne font jamais contraste avec le milieu qui les a engendrées à la façon des silex de la craie. Il est même des cas où, sur une cassure, on fait difficilement la part à l'œil nu de ce qui revient au calcaire et à ses accidents siliceux.

D'ailleurs les rapports des silexites avec leurs roches-mères ne sont point ceux des silex et de la craie. Bien que la silexite évoque l'idée d'un corps étranger dans le calcaire, elle est moins individualisée qu'il ne semble, car rognons et lits sont intimement soudés à la gangue.

Vient-on à grouper un grand nombre de spécimens extraits d'une série d'horizons, qu'il se dégage, d'un coup d'œil d'ensemble, l'impression d'un air de famille très prononcé, en dépit des teintes très différentes qui se trouvent représentées. Au fond, la caractéristique dominante est fournie par l'extrême irrégularité de la cassure, l'aspect terne, l'opacité très prononcée et l'aspect archaïque des échantillons.

Dans les pages suivantes, j'étudierai successivement les silexites des *calcaires* et les silexites des *dolomies*.

A. Silexites des calcaires.

(Pl. XXIII, fig. 89 et 90; Pl. XXIV, fig. 93, 94 et 95 et Pl. XXV, fig. 96.)

On peut distinguer quatre types principaux :

1. Silexites qui laissent transparaître plus ou moins les caractères de la roche-mère.

2. Silexites dans lesquelles on ne discerne plus la constitution de la roche-mère.

3. Silexites à structure zonaire.

4. Silexites bréchoïdes.

Pour chacune de ces catégories je décrirai un échantillon très représentatif; après quoi, j'exposerai les caractères généraux de tout le groupe.

1. Silexites qui reflètent plus ou moins les caractères de la roche-mère. — Une silexite noire du calcaire de Visé à *P. giganteus* de Saint-Hilaire-sur-Helpe (Nord) réunit les éléments d'une faune variée. Une coupe donnée fournit :

Plusieurs *Ostracodes* submicroscopiques complets, dont le test est nettement différencié, soit par du quartz microgrenu, soit par une association de quartz et de calcédonite, soit, enfin, par de la calcédonite seule, l'un et l'autre élément appartenant en propre à l'ancienne coquille. Qu'elle intervienne ou non avec le quartz, la calcédonite montre ses fibres ordonnées normalement à la surface du test. Quelques témoins calcaires sont disséminés au milieu de la silice. L'intérieur est rempli de calcédonite en fibres assemblées confusément, ou réparties en assez grands éventails et rarement en sphérolithes. Dans les formes les plus grandes, le centre est occupé par du quartz microgrenu.

Un débris de colonie de *Bryozoaire*, calcédonieux, mais silicifié de manière à différencier le squelettte du remplissage des loges.

Par exception, un reste de *Polypier* fossilisé par du quartz et de la calcédonite.

Des spicules d'*Éponges* de fréquence variable, représentés par des tron-

çons tout entiers calcédonieux, avec ou sans canal visible, rempli de matière organique quand il n'est pas envahi par de la calcédonite. Quelques formes globuleuses indéchiffrables s'y rattachent probablement.

Deux *Radiolaires* certains, à sections circulaires ou elliptiques, l'un avec épines, l'autre constitué par deux enveloppes concentriques.

Des formes sphériques, parfois nombreuses, susceptibles d'appartenir aux Spongiaires, aux Radiolaires ou aux Foraminifères. La presque totalité des sections qui leur appartiennent sont fossilisées par la calcédonite, différenciée à la surface en une couronne représentant certainement un test silicifié. Lesdites sections peuvent se réclamer tout autant des Radiolaires que des Foraminifères, mais compte tenu de la faune des calcaires, elles se rapportent probablement à des Foraminifères monoloculaires. Quelques sections entièrement composées de calcédonite, non différenciées à la périphérie, peuvent appartenir à des spicules globuleux. Aucune certitude n'est possible à ce sujet.

Deux ou trois *Foraminifères*, dont le test est très finement fossilisé par du quartz en granules un peu allongés perpendiculairement à la surface, en mélange avec de petits témoins de calcite. Quand les coquilles sont très petites l'intérieur est calcédonieux; dans le cas contraire, un peu de quartz occupe le centre.

Développée en raison inverse du degré de fréquence des organismes et souvent très prépondérante, la gangue ressort en lumière blanche avec une couleur brun chamois qui souligne les formes organiques se détachant en clair. Jamais la matière pigmentaire ne se décompose en petits éléments discernables, même aux plus forts grossissements. Son aspect en lumière réfléchie élimine tous les composés ferrugineux connus. Il faut voir dans ce pigment brun un résidu de matière organique dont la nature exacte reste à fixer. Toute la silice du ciment est formée de calcédonite en fibres très courtes et petites et l'ensemble, sans être aussi cryptocristallin qu'un silex typique, est très finement cristallisé.

Aucune des sections pratiquées dans une série d'échantillons ne renferme de quartz clastique. Il en est qui ne montrent aucune trace de carbonate de chaux et d'autres qui en sont largement pourvues. Par exception, la calcite figure en tout petits granules, rassemblés en grand nombre par places, représentant invariablement des témoins rongés. Le plus souvent, elle forme de volumineux grains rhomboédriques, libres ou soudés, très répandus en de certaines plages. L'un de ces cristaux a été quartzifié, preuve de la remise en

mouvement d'une certaine quantité de silice après la recristallisation du carbonate de chaux. A une époque qu'il est impossible de dater, une partie de ces éléments ont été dissous; de nombreux vides en sont la conséquence.

2. Silexites dans lesquelles les caractères de la roche-mère sont indiscernables. — C'est le cas, notamment, pour une roche très fine, teintée en brun rougeâtre et subordonnée au calcaire dit de Dompierre, à Dourlers (Nord). Dans le calcaire qui empâte les rognons, on reconnaît une foule de débris organiques, et l'on peut dire sans exagération qu'il en est pétri. Ce sont, dans chaque section mince, quelques restes de *Mollusques* et de *Brachiopodes*, plusieurs débris de *Bryozoaires*, un *Ostracode*, des plaques et piquants d'*Oursins*, plusieurs dizaines de spicules d'*Éponges* calcifiés, en forme de bâtonnets cylindriques, etc., des *Radiolaires* en cloches calcifiés, plusieurs *Foraminifères* (*Endothyra* et individus sphériques), et peut-être des *Algues*. Cette roche mère n'est pas autre chose qu'une ancienne boue calcaire assez grossière dont tous les organismes siliceux, et notamment les représentants des Spongiaires, ont été calcifiés en libérant une forte proportion de silice.

Les silexites qui en procèdent ne trahissent presque rien de cette composition première. Elles montrent, au microscope, un fond, presque aussi finement cristallisé qu'un silex de la craie blanche, dont l'uniformité est rompue de loin en loin par un spicule globuleux de grande taille, fossilisé par de la calcédonite en longues fibres. Ce fond se résout en calcédonite associée à du quartz microgrenu, susceptible de l'emporter par endroits. Partout le milieu est calcarifère et il ne l'est guère plus au contact de la roche-mère qu'à distance. Le carbonate de chaux y figure en rhomboèdres parfaits, très nombreux, et en grains irréguliers non moins fréquents et parfois rongés. Parmi ces derniers, il se trouve quelques éléments d'assez grande taille, d'une seule orientation optique, et très déchiquetés, qui dérivent probablement d'Échinodermes. Avec de forts grossissements, on peut s'assurer que toute la masse silicifiée a conservé des granules de calcite corrodés. En conséquence, les témoins calcaires abondent sans représenter au total une proportion très importante.

Par exception, les coupes taillées dans les silexites en question sont relativement limpides. Aucune trace de la matière brune signalée dans le type précédent n'est perceptible. Quant à la couleur particulière, elle s'explique

par l'existence d'une très petite quantité de *fer oligiste* disséminée dans toute l'épaisseur des rognons. Cette substance forme des particules de dimensions inférieures à 1 μ, de tout petits granules irréguliers ou arrondis, des mouchetures tombant davantage sous les sens, de rares traînées et aussi des enduits sur les rhomboèdres de calcite. De cette dernière manière d'être, il résulte que le développement du minéral est postérieur à la recristallisation du carbonate de chaux. La présence de l'oxyde de fer n'est pas limitée aux silexites, car la roche-mère en renferme également, mais en moindre quantité.

3. Silexites à structure zonaire. — A ma connaissance, la structure zonaire des silexites est due pour le moins à deux causes : 1° Au développement exceptionnel de la silice monoréfringente, répartie en zones; 2° A une silicification qui respecte des témoins de la roche-mère dessinant des zones plus ou moins concentriques.

A. *Structure zonaire engendrée par des zones très opalifères.* — Cette structure est particulièrement apparente dans des silexites provenant d'argiles rouges de décalcification affleurant le long du ruisseau des Marquettes à Dourlers (Nord). La roche montre des zones gris blanc, mesurant de un à plusieurs millimètres, alternant avec des zones de même largeur ou plus épaisses de couleur gris noirâtre. Ces zones se succèdent en nombre très variable, parfois ordonnées autour de centres gris blanc, et dessinant alors des sortes d'anneaux assez comparables aux lemniscates, engendrées par les phénomènes d'interférence des cristaux biaxes.

Contre toute attente, cette texture si nette s'estompe beaucoup au microscope. En lumière transmise, les zones gris blanc deviennent gris jaunâtre, alors que les autres de teinte gris noirâtre se détachent en bandes incolores ou faiblement colorées. L'examen, en lumière réfléchie, transforme les anneaux gris blanc en zones caractérisées par un reflet opalescent fort accentué, absent partout ailleurs.

D'autres différences contribuent à individualiser les parties en présence. Presque tous les organismes conservés sont concentrés dans les zones opalescentes lesquelles en sont pétries. On y peut identifier des Foraminifères en grand nombre, quelques spicules globuleux, plusieurs Ostracodes, etc. Ces restes organiques ont tous ceci de particulier qu'ils n'existent plus que par un pigment gris qui en marque la place, et les dessine avec plus ou moins de

netteté et parfois dans la perfection. Cette matière pigmentaire, indécomposable en particules déterminables, est la même qui teinte les zones grises. Tantôt, elle est exclusivement concentrée dans l'épaisseur du test, lequel ressort avec toute la netteté désirable; tantôt, elle déborde sur la gangue, et, dans les deux cas, elle n'envahit généralement pas l'intérieur des coquilles. Vient-on à examiner les coupes entre les nicols croisés, toutes les formes organiques s'évanouissent complètement, la silice qui les épigénise ayant cristallisé comme si elles n'existaient pas.

A ces deux caractères, reflet opalescent et conservation des organismes, fossilisés d'exceptionnelle façon, les zones en ajoutent un troisième très apparent. Toutes sont moins finement cristallisées que les bandes incolores qui les séparent. Il s'ensuit que la structure zonaire, bien qu'atténuée en coupes minces, peut toujours être mise en évidence, quels que soient les moyens d'investigation employés.

Dans son ensemble, la roche est à base de quartz très microgrenu, associé à de la calcédonite reléguée au second rang. Jamais les éléments de quartz ne sont limités à l'épaisseur des coquilles, et rien dans leur arrangement n'en fait ressortir le dessin. Il en va de même dans les zones incolores d'où la structure organisée a disparu en lumière blanche ainsi qu'entre les nicols croisés.

Une très fine poussière de calcite s'observe un peu partout, avec des points de concentration, par exemple dans l'épaisseur des coquilles de Foraminifères et à l'intérieur des Ostracodes occupé par du quartz moins finement cristallisé, preuve que la silicification est postérieure au remplissage des coquilles par du calcaire.

En somme, les zones blanches ne sont telles à l'œil nu, qu'en raison de la présence d'une très petite quantité d'opale interposée dans la masse de quartz et de calcédonite. Si, dans les coupes minces, les parties tachées de gris se confondent avec les parties opalescentes, c'est qu'en réalité le pigment, à facies de poussière grise aux éléments non discernables, n'est autre chose qu'un voile d'opale. Celui-ci est léger, à ce point qu'on n'en voit plus la moindre trace entre les nicols croisés.

En définitive, entre ce type de structure zonaire et celui des silex de la craie blanche (p. 441), il y a de grandes analogies. De part et d'autre, le développement et la concentration de l'opale en zones distinctes sont la raison même de la structure caractéristique.

N'était l'origine entièrement secondaire du quartz que la roche devrait figurer dans la classification sous le nom de quartzite calcédonieux à Foraminifères.

B. *Structure zonaire déterminée par des témoins calcaires.* — Une silexite du calcaire de Sovet (V^{1b}) [Belgique] présente une structure remarquablement zonaire, développée en grand, et due à une manière d'être toute différente de la précédente. Dans l'espèce, la substitution de la silice au carbonate de chaux, au lieu de se faire suivant le mode habituel, engendre des bandes où la silicification est maximum, alternant avec d'autres où elle est minimum ou nulle. Ces bandes n'ont pas au microscope une individualité aussi tranchée que dans les échantillons. Les zones siliceuses sont irrégulièrement limitées, et plus chargées d'éléments calcaires en bordure qu'à l'intérieur. Dans le cas présent, la structure zonaire résulte de ce que la silicification se localise suivant des zones concentriques, alternant avec des zones plus ou moins respectées par le phénomène.

A la lumière de ces brèves indications les caractères macroscopiques de la roche s'expliquent aisément : les zones grises sont les zones calcaires et les autres des zones de silexite normale.

Une silexite zonaire, subordonnée aux calcaires supérieurs à la brèche rouge de Landelies (Belgique), participe de la même constitution. La roche, remarquablement belle par le grand nombre et l'alternance régulière des zones, se décompose en bandelettes grises, cristallines, de 1 à 2 millimètres d'épaisseur, faisant vivement effervescence avec les acides, alternant avec d'autres, de couleur noirâtre, généralement un peu plus larges, sur lesquelles les acides faibles n'exercent aucune action.

Au microscope, les premières sont caractérisées par la présence d'un important résidu calcaire, accompagné de quelques organismes mal conservés; les secondes, tout entières siliceuses, et chargées de matière brune, ont gardé une microfaune extrêmement riche, qui contribue largement à les différencier. D'une pareille constitution, il résulte que *la silice a conservé quantité d'organismes disparus en milieu calcaire, et que la silicification a suivi d'assez près la sédimentation, pour assurer la conservation des microorganismes originellement calcaires.* Cette conclusion ne diffère en rien de celle qui a été formulée pour certains silex de la craie du Bassin de Paris.

4. **Silexite à structure bréchoïde.** — Une silexite du Viséen supérieur de Belgique (route d'Anhée à Bouvignies) est fragmentée par de très nombreuses veines de calcite blanche, et dans les noyaux non fracturés on distingue des parties grises et noires dont la combinaison donne l'impression d'un milieu réellement bréchoïde.

Au microscope, la structure bréchoïde n'est pas des plus nettes, tout en restant certaine. Dans une section donnée, on peut voir un fragment de constitution homogène, occupant presque la moitié de la préparation et tout différent du reste. Essentiellement siliceux et partout légèrement calcarifère, il est dépourvu de restes organiques reconnaissables. A elle seule, la calcédonite lui assure une certaine individualité, du fait qu'elle n'est pas très finement cristallisée et qu'elle tend à devenir sphérolithique par places.

Abstraction faite de cet élément, la roche accuse une grande hétérogénéité. Suivant les points, elle est très finement ou largement cristallisée. Dans le premier cas, qui est le plus répandu, la silice est presque aussi cryptocristalline que celle des silex de la craie; dans le second, elle est susceptible d'engendrer de petits sphérolithes de calcédonite, voire même des nids de quartz. En même temps, elle englobe une série d'organismes, tels que Ostracodes, Foraminifères et débris végétaux à structure indifférenciée ou partiellement conservée, et des fragments de silexite.

Ces organismes, en somme peu nombreux, le cèdent en importance à de nombreux petits éléments siliceux d'une origine autre que le gros débris, car ils sont tous beaucoup plus finement cristallisés et, en même temps, d'apparence plus opalifère en lumière réfléchie. Les matériaux de cette catégorie sont de forme générale arrondie, parfois subanguleuse et de taille variable. Certains d'entre eux comportent une sorte de couronne plus teintée, particularité qui fait songer à d'anciennes oolithes à noyaux très développés.

La gangue qui agglutine ces matériaux est, tantôt incolore, et c'est alors qu'on observe des plages plus cristallines, formées de calcédonite, et exceptionnellement de quartz, tantôt colorée, comme les éléments étrangers, ce qui entraîne pour le tout une cristallisation très fine. Lorsque cette dernière condition est réalisée, l'individualité des éléments en question cesse d'être une réalité entre les nicols croisés.

Dans cet ensemble, on peut mettre en évidence de petits granules calcaires rongés, et cela aussi bien dans la gangue que dans les matériaux qu'elle englobe, ainsi que de nombreux filonnets de calcite. De ces filonnets, qui

s'entrecroisent souvent, les uns, traversent toute l'étendue des préparations, les autres s'interrompent pour reparaître plus loin ou se coincent définitivement. A leurs points de croisement ou au voisinage, il y a souvent concentration d'une calcite, placée sous leur dépendance ou non. Dans aucun autre accident siliceux du calcaire carbonifère, on ne peut constater avec une égale clarté le fait important que des veinules de calcite secondaire ont été rongées, voire même complètement détruites par un phénomène de silicification, postérieur au remaniement de fragments de silexite. Cette observation est à rapprocher de la quartzification d'un cristal rhomboédrique (p. 512) et d'autres faits expliquant l'existence de plusieurs temps de silicification.

Certes, on peut imaginer une structure bréchoïde beaucoup mieux exprimée qu'elle ne l'est dans la roche en question et se prêtant à une étude plus serrée du problème des brèches de silexites. Telle qu'elle est, cette structure, elle démontre, sans doute possible, que deux variétés au moins de silexites sont réunies dans le même échantillon, mais elle pose, en même temps, une grave question à laquelle je ne puis apporter de réponse. Cette structure existait-elle dans le calcaire avant l'introduction de la silice, et les silexites ne font-elle que reproduire une différenciation qui préexistait à leur formation? Au contraire, a-t-elle son point de départ dans le remaniement de morceaux de silexites, ce qui n'est point facile à concevoir? Dans le premier cas, la structure bréchoïde n'introduit aucun fait nouveau dans le problème des silexites; dans le second, elle revêt une importance capitale, en ce qui concerne l'origine et l'époque de formation des nodules siliceux du calcaire carbonifère.

Caractères généraux des silexites en milieu calcaire.

Le moment est venu de faire la somme des observations qui résultent des précédentes analyses et de celles, beaucoup plus nombreuses, tirées de l'examen de dizaines d'échantillons dont l'étude ne saurait trouver place ici. Pour cela, je passerai successivement en revue les matériaux détritiques, les organismes, et ce que j'appellerai assez improprement le ciment, à défaut de terme répondant à toutes les manières d'être de la matière qui agglutine les minéraux et organismes, ou forme à elle seule les silexites.

Minéraux clastiques. — La part prise par les minéraux clastiques à la

constitution des silexites est presque négligeable. Au total, les silexites qui renferment quelques grains de quartz clastiques dans une coupe mince représentent une faible minorité. Un échantillon, d'âge tournaisien, fourni par le calcaire d'Yvoir à Anseremme, fait exception, chaque préparation en contenant des dizaines d'éléments.

Organismes. — Les débris qu'on peut rapporter en toute certitude aux *Mollusques* et aux *Brachiopodes* sont très rares, en moyenne, et la plupart des silexites n'en fournissent pas. Aux Mollusques on peut rattacher, par exemple, un débris dans lequel la calcédonite a cristallisé en respectant une structure prismatique avec prismes perpendiculaires à la surface. Un autre fragment, qui n'a rien conservé de sa structure première, relève presque certainement du même groupe, par suite de la présence de perforations d'*Algues*, remplies d'oxyde de fer. Ne peuvent être attribués aux Brachiopodes que les très rares débris dans lesquels la fossilisation par la silice a différencié des canaux; à part ce caractère, toute l'ancienne microstructure est effacée.

Les *Bryozoaires* sont également des raretés, du moins à l'état déterminable. En fait, je n'en puis signaler, sans hésitation, que dans un seul type (p. 513).

Avec les *Ostracodes*, la contribution commence à devenir assez notable, sans qu'on puisse dire si toutes les silexites ont épigénisé des calcaires à Ostracodes. Quoi qu'il en soit, beaucoup de mes échantillons ont conservé des témoignages indiscutables de l'intervention de ces organismes. Dans une silexite du calcaire viséen de l'arrondissement d'Avesnes, chaque préparation fournit plusieurs individus submicroscopiques complets et un grand nombre de valves isolées, posées à plat, dont j'ai fixé plus haut (p. 511) les conditions de fossilisation par la calcédonite et le quartz. Ailleurs, le test reste très calcaire, en l'absence de toute structure caractéristique. Sans doute, faut-il rapporter au même groupe des amandes de calcédonite et rarement de quartz, dont la forme et l'ordre de grandeur éliminent les Rhizopodes. A cet état de fossilisation, les Ostracodes figurent en nombre restreint.

Les *Échinodermes* sont représentés par des *Oursins* et par des *Crinoïdes*. Aux premiers se rapportent des plaques et des piquants dont le squelette est silicifié par de la calcédonite, plus largement cristallisée que celle qui remplit les mailles, grâce à quoi la microstructure caractéristique est reconnaissable. Par exception, le test est transformé en opale, ou épigénisé par une matière brune d'origine organique, alors que les mailles du réseau sont remplies de

calcédonite. On en peut observer un, deux ou trois représentants dans les préparations qui en renferment, mais la plupart en sont dépourvues.

Les *Crinoïdes* sont d'une moindre rareté, parfois très répandus, et l'on sait que des échantillons renferment une forte proportion d'articles et même d'importants tronçons de tiges. De tous les groupes d'organismes calcaires en présence, c'est celui dont les débris résistent le plus à la silicification, ce qui ne les empêche pas de réaliser des conditions de fossilisation passablement variées, comme le montrent les exemples suivants :

1. Articles transformés en calcite d'une seule orientation optique sans trace de la structure originelle. Cet état de fossilisation est exceptionnel, et il l'est surtout quand il comporte l'existence de vestiges de réseau.

2. Articles conservant des témoins de la structure réticulée par des processus différents. Le squelette étant calcédonieux, le remplissage des mailles se fait par de la calcédonite plus finement cristallisée, par des impuretés, par une matière brune de nature organique, etc.

3. Éléments entièrement siliceux et sans trace de réseau, comprenant deux parties : un canal oblitéré par de la calcédonite très fine, traversant une masse de calcédonite largement cristallisée.

4. Sections, reconnaissables à leur forme générale et à leurs dimensions, transformées en quartzite, à grain moyen dans toute la masse, sauf à la périphérie, où la cristallisation est généralement moins large, pour établir un passage ménagé à la gangue. Mais il arrive que la transition soit brusque. D'ordinaire, ces articles, bien que quartzifiés dans toute la masse, sont pour ainsi dire saupoudrés d'une fine poussière de calcite. Toujours également répartie, cette poussière fait supposer que la silicification s'est faite simultanément dans l'article entier et non de la périphérie vers le centre, auquel cas le résidu calcaire serait concentré dans la région axiale. Lorsqu'il existe la trace d'un canal, celui-ci est beaucoup plus finement cristallisé que le reste.

5. Des états de fossilisation très différents peuvent s'observer côte à côte dans la même plaque. Par exemple, un article est resté entièrement calcaire sans conserver le plus petit vestige de sa microstructure. Un autre individu a gardé une large couronne calcaire superficielle, irrégulière et discontinue;

tout le reste est en calcédonite de la plus grande finesse. Un troisième fait une place à du quartz très développé, à de la calcédonite et à de la calcite.

6. Dans le cas de silexites caractérisées par des vides marquant la place d'articles dissous, on peut observer que la dissolution s'est étendue, et parfois largement, à la gangue voisine et dans de telles conditions que les vides finissent par ne plus rien rappeler de la forme des débris disparus.

Il en résulte qu'une certaine quantité de calcédonite et peut-être de quartz a été détruite en même temps que les articles de Crinoïdes.

Par leur diffusion, non moins que par leur différenciation sous l'influence de la fossilisation, les restes de Crinoïdes contribuent pour une large part à diversifier les silexites.

A l'état reconnaissable, les *Polypiers* ne figurent que par exception, semble-t-il. L'une de ces exceptions est très développée dans une silexite viséenne de Saint-Hilaire-sur-Helpe (Nord)[1], où l'on voit de petits individus inclus dans l'étendue restreinte d'une coupe mince. Tout ce qui est squelette est calcaréo-siliceux ou silico-calcaire, la silice étant représentée par du quartz microgrenu avec ou sans calcédonite, et d'ailleurs susceptible de se développer à l'exclusion du quartz. Les cavités sont remplies de calcédonite en longs secteurs, ou de quartz au centre et de calcédonite au contact des murailles et cloisons, ou encore de quartz seul. Aucune trace de calcite n'y est visible, et il est probable que les cavités étaient encore vides lorsqu'elles ont été envahies par la silice.

Le groupe des *Spongiaires*, auquel un rôle génétique important paraît dévolu, intervient plus ou moins dans la constitution des silexites passées en revue. Des coupes minces peuvent ne fournir aucune trace de spicules; d'autres en montrent plusieurs représentants ou des dizaines, et c'est le cas de beaucoup le plus répandu. La faune ne paraît pas très variée. On trouve couramment des spicules fragmentaires de taille moyenne, dérivant le plus souvent de formes monoaxes, rarement des spicules tétraradiés et quelques types globuleux. On ne peut affirmer rien de plus que la présence de *Tetractinellidae*. Pas un seul représentant certain de *Lithistidae* et d'*Hexactinellidae* n'a été observé.

Les conditions de fossilisation sont très uniformes, en quoi elles diffèrent profondément de celles des spicules rassemblés dans les cherts proprement

[1] Carrière de la Queue Noir Jean.

dits. En général, les bâtonnets sont calcédonieux dans toute leur épaisseur. Chaque fois que le canal est conservé, il est toujours élargi et occupé soit par de la calcédonite, plus largement cristallisée et autrement orientée que dans le corps du spicule, soit par une matière brunâtre d'origine organique; c'est alors qu'il ressort clairement. Quant aux formes globuleuses, elles sont calcédonieuses et largement cristallisées. En attendant de mettre le fait en valeur, je note l'absence absolue de spicules calcifiés et celle de vides laissés par des spicules dissous.

Le groupe des *Radiolaires,* auquel il faut décidément faire une place, est représenté dans une mesure impossible à fixer. Seules, des coquilles globuleuses à section circulaire ou elliptique pourvues d'appendices, ou formées de deux enveloppes concentriques, ou encore se décomposant en une cavité centrale, reliée par des rayons à une enveloppe externe, et quelques individus en forme de cloche peuvent être rattachés avec certitude aux Radiolaires. Plusieurs silexites en renferment d'authentiques, et la question de leur présence se pose pour nombre de spécimens. Au point de vue des sources de silice, il est intéressant de noter que des Radiolaires du groupe des *Cyrtoïdea* ont été calcifiés.

En ne tenant compte que des formes plus ou moins bien conservées mais d'une identité indiscutable, il est certain que les *Foraminifères* ont fourni la contribution la plus importante. Conservés en grand nombre dans telle silexite, ils sont complètement anéantis dans telle autre, et dans la même coupe, les deux cas sont réalisés, soit dans des zones successives, soit en des plages voisines. Peu de types se prêtent à une identification certaine. Ce sont des *Endothyra* et surtout des formes sphériques dont il sera question plus tard au cours de l'étude des calcaires. Il est de règle absolue que la coquille n'ait pas gardé sa composition première, sauf à dire que des témoins calcaires s'observent fréquemment dans l'épaisseur du test. Dans la grande majorité des cas, celui-ci est différencié par de la calcédonite; de loin en loin le quartz joue le même rôle, et dans une troisième manière d'être de nombreux individus n'ont plus d'individualité qu'en lumière blanche, grâce à l'intervention d'une matière brune jouant le rôle de pigment.

Beaucoup de silexites renferment des sections circulaires de nature problématique. Lors du maximum de complication, l'hésitation vise les Spongiaires, les Radiolaires et les Foraminifères. Il s'agit alors de sections en calcédonite, distribuées confusément sans la moindre différenciation à la surface. Dans la

grande majorité des cas, l'incertitude n'intéresse que les Radiolaires et les Foraminifères, en raison de l'existence d'une couronne marquant l'emplacement d'un test, mais rien ne permet de la lever.

Quelques silexites réservent une place à des *débris végétaux*. Je cite, sans m'y arrêter, de très rares débris à structure cellulaire partiellement conservée, et d'affinités inconnues. Le réseau cellulaire en est très distinct par places malgré l'existence d'un fond de calcédonite largement cristallisée et sphérolithique, chargé de quartz microgrenu.

La question de l'existence de *Characées* se pose sans qu'on puisse la résoudre en toute certitude par l'affirmative. Cette réserve n'empêche pas de conclure à la présence d'Algues indiscutables.

Une silexite viséenne du rocher de Poilvache, au Nord de Dinant (Pl. XXIV, fig. 95) montre dans chacune de ses coupes minces des dizaines de sections circulaires, et moins fréquemment elliptiques (*b*, *c*) et de rares sections pseudo-rectangulaires (*a*), toutes caractérisées par une structure cellulaire indifférenciée, à mailles polygonales irrégulières et d'inégales dimensions (*c*). Une matière brune (*d*), optiquement amorphe, constitue le réseau, et de la calcédonite en remplit les cellules. Tout fait supposer qu'une partie au moins de ces organismes revêtent la forme de courts cylindres aux extrémités arrondies. Il y a une telle disproportion entre le degré de fréquence des sections circulaires et celui des coupes pseudo-rectangulaires que l'intervention de formes globuleuses est à envisager. Quoi qu'il en soit, la structure cellulaire est développée dans toute la masse des éléments. Entre parenthèses, les sections circulaires ou elliptiques ne peuvent jamais être confondues avec les Radiolaires, par la raison qu'elles sont planes et que le réseau cellulaire n'affecte pas la moindre courbure. Dans l'espèce, tout au moins, le calcaire adhérent aux rognons siliceux ne renferme pas un seul débris à rapporter à ces Algues, sans doute parce que la fossilisation en milieu calcaire les a détruites.

A la lumière des faits exposés, on peut être tenté de conclure que la fossilisation par la silice a beaucoup nui à la conservation de la microstructure des organismes et que, dans la majorité des cas, elle a tout au plus préservé le dessin d'ensemble des coquilles. Qu'elle l'ait complètement effacé dans certains, c'est chose évidente. L'exemple des Algues conservées avec le concours,

il est vrai, d'une matière étrangère, et celui des silexites zonaires de Landelies, prouvent que telle n'est pas la règle absolue. La vérité, à cet égard, ne peut résulter que de la comparaison au microscope des calcaires et de leurs silexites. L'existence de pareilles exceptions nous enseigne que l'étude du calcaire carbonifère et celle des silexites sont susceptibles de se compléter l'une l'autre, du point de vue organique, et que dans le cas d'une étude monographique de ce calcaire, il faut faire une place à ses accidents siliceux.

Elle nous enseigne encore que, dans certains cas tout au moins, la silicification est intervenue assez tôt pour préserver les microorganismes calcaires d'une destruction qui les menaçait tout particulièrement dans un milieu, composé d'éléments plutôt grossiers, se prêtant à une circulation facile des eaux.

Un des traits fondamentaux des silexites, d'ailleurs signalé plus haut dans les silex, tient à la propriété de leur silice de différencier leurs organismes du milieu également siliceux qui les agglutine, par une cristallisation plus large, limitée à l'épaisseur des coquilles ou étendue à leur remplissage. Il s'ensuit que, même dans les silexites qui ne renferment plus aucune section reconnaissable, l'emplacement des débris organiques est souvent marqué par des traînées et taches, moins finement cristallisées que le reste. Mais il est des cas, d'ailleurs très rares, où rien ne trahit l'intervention d'organismes calcaires ou siliceux, les silexites consistant, alors, en un fond de silice, homogène, presque aussi cryptocristallin que celui des silex typiques.

En résumé, lorsque la contribution organique à la constitution des silexites peut être fixée, on constate que les Foraminifères occupent le premier rang; puis viennent, par ordre de fréquence, les Ostracodes, les Échinodermes, les spicules d'Éponges, et, en dernier lieu, le cortège de tous les autres organismes mentionnés. Reste à savoir si c'est là l'ordre de fréquence des types conservés ou celui des organismes des roches-mères avant leur silicification.

Ciment. — Tout ce qui n'est pas minéraux ou organismes constitue une gangue reliant les matériaux étudiés, ou une masse fondamentale susceptible de former à elle seule la totalité, ou peu s'en faut, des silexites. Dans les deux cas, il s'agit d'un complexe dont la silice à différents états représente l'essentiel, et où l'on voit figurer, en proportions variables, du carbonate de chaux, de la matière argileuse, des composés organiques et du fer.

Manières d'être de la silice (Pl. XXIII, fig. 89 et 90). — Deux variétés de silice, la *calcédonite* et le *quartz*, jouent un rôle capital dans la constitution des silexites, ce qui les différencie immédiatement des silex. La première l'emporte de beaucoup en moyenne (fig. 89), mais il est des types essentiellement quartzeux (fig. 90). Pour plus de précision, notons l'existence de beaucoup de silexites dans lesquelles la calcédonite s'observe seule, et l'absence de types, du moins à ma connaissance, qui soient exclusivement quartzeux. Peut-être n'en est-il pas ainsi en Angleterre, car M. W. J. Sollas, en parlant des « cherts » carbonifères, écrit qu'ils sont probablement entièrement formés de quartz[1]. En tout cas, la composition minéralogique des silexites des États-Unis rappelle tout à fait celle des silexites de notre calcaire carbonifère. Dans son étude des « cherts » du Missouri, E. O. Hovey y signale la présence du quartz, de la calcédonite et de l'opale, et le fait que presque tous sont entièrement calcédonieux[2].

Sans indiquer lequel des trois éléments l'emporte, M. W. A. Tarr note que la proportion de silice amorphe ne dépasse probablement pas 1 p. 100 dans les silexites de Burlington[3].

Quartz et calcédonite cristallisent en éléments assez exigus, en général, pour communiquer à beaucoup de sections un aspect cryptocristallin qui, sans être aussi prononcé que celui des silex de la craie, n'en sollicite pas moins l'attention au premier abord.

Les faibles dimensions des éléments, le chevauchement des bords, voire leur superposition complète, sans parler de la matière brune, rendent le diagnostic parfois difficile, d'autant plus que le quartz tend à être fibreux sur ses bords et que la calcédonite est moins fibreuse que d'ordinaire. Néglige-t-on de faire une détermination très minutieuse, qu'on ne manque pas d'exagérer la part du quartz microgrenu aux dépens de la calcédonite. Il n'en va pas de même lorsque la calcédonite, revêtant accidentellement sa physionomie typique, donne naissance à des fibres plus ou moins longues, groupées ou non en faisceaux, éventails et sphérolithes qui ne prêtent nullement à confusion.

La présence de quartz un peu fibreux à la périphérie fait ressortir l'intervention de la *quartzine* en faible proportion. Dans l'espèce, il y a fusion

[1] W. J. Sollas, Paviland Cave, etc., p. 359.
[2] E. O. Hovey, *op. cit.*, p. 402.
[3] W. A. Tarr, *op. cit.*, p. 415.

intime du quartz et de la quartzine, et non insertion des fibres de quartzine sur des grains de quartz aux contours franchement arrêtés.

La *pseudocalcédonite* n'a été observée que dans une silexite, originaire de Visé (Belgique), dont elle forme, à elle seule, plus de la moitié des préparations (Pl. XXIV, fig. 93, *b*).

L'*opale* paraît présenter une grande diffusion, tout en jouant un rôle effacé au total. Règle absolue, elle ne manifeste sa présence que par son reflet caractéristique. Beaucoup de sections minces montrent ce reflet, plus ou moins généralisé, tantôt réservé à des organismes, tantôt visible dans la gangue même, sans qu'on puisse jamais individualiser la matière qui en est la cause. De toute évidence, l'imprégnation est très légère, raison pour qu'on ne puisse identifier la silice amorphe, et, par surcroît, l'intervention si fréquente de matières colorantes, qui obscurcissent le fond, rend les investigations particulièrement difficiles. Rien de pareil n'est visible dans une notable proportion de silexites, vraisemblablement dépourvues de toute trace d'opale.

Dans la grande généralité des cas, aucun ordre ne préside à la répartition des éléments siliceux, si bien qu'une vue d'ensemble donne l'impression d'un fond homogène. La cristallisation de la calcédonite en grandes fibres, réalisée accidentellement dans une minorité de silexites, introduit un élément de variété dans le milieu. Un autre facteur de différenciation apparaît avec le développement d'une structure concrétionnée. Dans un nodule extrait d'une dolomie d'Éclaibes (Nord) [Pl. XXIV, fig. 94], toute la masse revêt au microscope un aspect concrétionné, par suite de la répartition de la calcédonite (*a*) en zones concentriques très fines, ondulées et mamelonnées. Pour peu que les concrétions prennent un certain développement, elles ont pour centre un noyau de quartz grenu (*b*) et les mamelons s'accusent jusqu'à s'isoler complètement, pour engendrer des globules sphérolithiques d'assez grande taille. Souvent reliées entre elles, ces concrétions montrent en lumière blanche des zones plus accentuées que les autres, se détachant en gris, sans doute par suite de l'interposition d'une petite quantité d'opale, hypothèse corroborée par un reflet caractéristique. Le long desdites zones, la calcédonite est à la fois plus finement cristallisée et moins biréfringente. Dans un pareil milieu rien ne transparaît de la constitution de la roche-mère, mais des témoins de carbonate de chaux peuvent subsister (*c*).

Dans un autre spécimen, originaire du Viséen de Landelies (Belgique), les concrétions de dimensions plus réduites font très peu de place au quartz, mais, par contre, elles sont sensiblement plus opalifères, ce que l'on reconnaît, notamment, à l'épaississement des zones grises.

Une silexite de Visé (Belgique) présente une structure concrétionnée généralisée, due à la présence de la pseudocalcédonite en très forte proportion (p. 526). Ce minéral est individualisé en éventails, en sphérolithes plus ou moins complets, en bandelettes (Pl. XXIV, fig. 93, *b*) et en concrétions microscopiques, dont le centre est occupé par du quartz secondaire (*a*). Malgré la transformation subie par le milieu, des témoins calcaires peuvent subsister, en très grand nombre (*d*), principalement sur l'emplacement de nombreux débris organiques. Toutes les sections de cette roche sont caractérisées par un reflet opalescent extrêmement prononcé.

En l'état des connaissances, la structure concrétionnée est limitée à des silexites des trois localités en question.

Il résulte de la précédente étude que les silexites sont caractérisées par l'absence absolue d'opale individualisée, et notamment d'opale globulaire.

Carbonate de chaux (Pl. XXV, fig. 96). — C'est, après la silice, l'élément qui contribue le plus à imprimer une physionomie spéciale aux silexites. Il n'est pas, je crois, une seule coupe mince qui n'ait conservé quelques témoins de carbonate de chaux, sous une forme ou sous une autre, et la plupart des silexites sont franchement calcarifères. La calcite y affecte trois facies correspondant à trois générations distinctes :

1. Elle se présente avec des caractères qui en font un minéral-témoin : très fine poussière, distribuée un peu partout; particules espacées ou rapprochées; grains et amas à contours rongés, telles sont les modalités de la calcite de ce premier type (*a*).

2. Elle est cristallisée en rhomboèdres (*b*) et grains subrhomboédriques, susceptibles de pulluler dans certaines silexites, et figurant en toutes proportions dans la presque totalité des échantillons analysés[1]. Ces éléments représentent une génération de calcite, rigoureusement contemporaine de la for-

[1] L'identité en a été vérifiée sur des préparations non recouvertes à l'aide d'acides faibles.

mation des silexites. Ce ne sont jamais, en effet, des cristaux ayant appartenu tels quels à la roche-mère, car il n'en existe pas un seul, soit au contact, soit au voisinage des rognons. Je ne puis que faire mienne l'interprétation de A.-F. Renard qui voyait dans ces matériaux le résultat d'une sursaturation de la solution du carbonate de chaux éliminé par la silicification. Par leur fréquence, les rhomboèdres et grains subrhomboédriques en question comptent parmi les meilleurs caractères des silexites.

Au type banal, homogène et pur, réalisant une seule et même orientation optique, il faut ajouter quelques variantes :

A. Rhomboèdres se résolvant en un noyau de calcaire ancien, de forme irrégulière, complété par de la calcite secondaire.

B. Éléments de plus en plus envahis par de l'oxyde de fer (*c*), et passant à des cristaux tellement minéralisés qu'on ne voit plus rien du calcaire primitif (*d*).

C. Rhomboèdres plus ou moins quartzifiés, susceptibles de l'être en totalité.

D. Cristaux dissous dont la place est marquée par des vides.

3. Une troisième façon d'être, à laquelle on peut être tenté de ne pas attacher d'importance, ne manque pourtant pas d'intérêt. On a vu plus haut que la calcite peut abonder à l'état de filonnets. Des silexites en très grand nombre permettent d'étudier ces filonnets et d'en fixer le régime. Aucun élément minéral ou organique ne les arrête dans leur parcours. Ils peuvent traverser les coupes de part en part, se coincer, reparaître plus loin, s'élargir, s'amincir, se bifurquer, voire même se ramifier littéralement, et s'arrêter définitivement. Sur la date de leur formation, on ne peut avancer qu'une chose, c'est qu'ils sont postérieurs à la genèse des cristaux de calcite, qu'ils tranchent nettement, s'il s'en trouve sur leur passage. Il est donc évident que la genèse de la calcite en cristaux et grains subrhomboédriques est antérieure à celle de la calcite des filonnets, notion qui s'harmonise très bien avec ce que l'on croit savoir du mode de formation de la calcite rhomboédrique.

De la grande diffusion du calcaire dans les silexites et du fait que beaucoup

de ses éléments sont en régression, on peut conclure que *les silexites sont toutes le résultat d'un phénomène de silicification du calcaire carbonifère.*

Matière argileuse. — Pas une seule fois je n'ai pu la mettre en évidence avec certitude sous le microscope. Là, où sa présence est soupçonnée et fort probable, la roche est très teintée en coupe mince, finement cristallisée, et, par surcroît, imprégnée d'opale, de sorte qu'il est matériellement impossible d'identifier ladite matière. Seule, l'analyse chimique peut fixer nos idées sur ce point. Les nombreuses données réunies par Hardman sur les silexites d'Irlande accusent la présence de l'alumine, dans une proportion susceptible de s'élever à 3.55 p. 100. Ceux de mes échantillons, soumis à l'analyse, renferment de 0.50 à 1.67 p. 100 d'alumine. Sans être abondante, à proprement parler, la matière argileuse fait partie intégrante de toutes les silexites.

Matières organiques. — Ce ne sont point de simples curiosités, ces matières, et tant s'en faut, mais des substances qui contribuent souvent pour une large part à fixer les caractères physiques des silexites, quoique représentant au total une proportion certainement très faible dans la grande majorité des cas.

A peu d'exceptions près, les silexites, observées au microscope, renferment une sorte de voile nuageux, de teinte jaune brunâtre, jaune chamois, brun clair ou brun jaunâtre, visible partout en dehors du squelette des organismes. Mais ces matières sont susceptibles de se concentrer par places et de donner aux préparations une apparence maculée très prononcée. Entre autres manières d'être réalisées lorsque leur distribution cesse d'être uniforme, notons les suivantes :

1. Elles se rassemblent pour dessiner une sorte de réseau discontinu et irrégulier, dont les mailles, vaguement circulaires en section, ne correspondent à aucune différenciation de la gangue siliceuse. Cette disposition est probablement la conséquence d'un phénomène de refoulement, consécutif à la silicification du milieu et à la cristallisation de la silice.

2. Ces matières tendent à se concentrer en traînées, d'aspect froissé, chiffonné, paraissant en rapport avec une amorce de structure stylolithique.

3. Elles prennent un grand développement dans un calcaire noir, dit sapro-

pélien, de Hun (Belgique), sous forme de taches, de traînées très brunes, à moins qu'elles n'imprègnent toute la masse, en faisant ressortir les organismes, qui se détachent d'autant mieux du fond coloré que leur cavité est souvent très envahie par la même substance.

4. Enfin, on les voit, comme dans une silexite viséenne de Landelies (Belgique), se développer à doses massives, formant à elles seules d'importants amas, des traînées, de simples traits, un réseau irrégulier à grandes mailles, des taches à contours mamelonnés, des concentrations d'apparence mûriforme, sans parler de véritables globules libres, en grand nombre, la totalité de ces manières d'être pouvant être observée dans une coupe de silexite à structure concrétionnée.

L'aspect mamelonné, concrétionné, que peut revêtir cette matière, est pour le moment quelque chose d'unique dans la série des nombreuses silexites analysées. Si rien ne permet d'affirmer que ce mode de différenciation est antérieur ou non à la silicification des calcaires, du moins est-on certain qu'il a influencé la cristallisation de la silice, car la calcédonite des dépôts engendre avec les globules maints sphérolithes typiques. En ce cas, la matière brune joue le rôle de noyau et les fibres de calcédonite s'ordonnent en rayons autour des globules. L'impression, que produit sur l'œil l'analyse d'une pareille roche au microscope, est celle d'une véritable imprégnation par une substance fluide et visqueuse, telle qu'un bitume, formant des gouttelettes, des amas mamelonnés, etc.

La nature même de ces matières, que j'ai qualifiées d'organiques en tenant compte de leur origine première probable, et non de leur composition présente, est absolument indéterminée, et le champ des hypothèses reste ouvert. D'un bout à l'autre de la série, ces matières restent indécomposables en éléments de très petite taille, et jamais elles n'exercent la moindre action sur la lumière polarisée. Le terme pigment dont je me suis servi caractérise bien leur façon d'être, lorsque la concentration n'en est pas poussée très loin, mais sans résoudre la question. Des charbons proprement dits, elles n'ont pas du tout le caractère.

Il n'est pas inutile d'ajouter que tous les produits groupés sous le nom de matières organiques ne prêtent jamais à confusion avec les composés ferrugineux. Leur teinte en lumière réfléchie les exclut, en effet, de ces derniers sans la moindre hésitation. Elle reproduit, ou peu s'en faut, leur couleur

propre, en la fonçant un peu dans la majorité des cas. Et toujours cette couleur est franchement mate.

La contribution organique des silexites est beaucoup trop importante pour que le problème de l'origine première de ces matières ne paraisse pas résolu dès l'abord. Peut-être le sujet a-t-il plus d'ampleur qu'il ne semble. Dans plus d'une silexite analysée, la roche évoque l'idée d'un milieu sapropélien qui fait songer à une intervention végétale. Aussi, j'incline à croire que les Algues, observées dans deux spécimens seulement, mais sans les chercher, ne sont pas des exceptions pour l'ensemble des silexites, et que de patientes recherches feraient au monde végétal une part moins négligeable dans la constitution *première* de ces roches.

Dans le même ordre d'idées, la très grande analogie de ces matières avec celles qui jouent un rôle comparable dans les spongolithes d'eau douce du Bassin houiller du Gard (p. 299) est à souligner tout spécialement.

Éléments ferrugineux. — Divers composés ferrugineux interviennent dans la coloration des silexites, mais en très faibles proportions (p. 513). Le plus répandu de tous paraît être le sesquioxyde de fer anhydre sous la forme de *fer oligiste*. Dans une silexite rose du calcaire de Visé (Dourlers), il existe des grains, noirs en lumière transmise, de forme plus ou moins géométrique, quelquefois arrondis, souvent irréguliers, réfléchissant la lumière en rouge sang. On observe notamment des sections caractéristiques du rhomboèdre de l'oligiste $p\ p\ (10\bar{1}1)\ (01\bar{1}1)$; les unes sont presque carrées et les autres nettement rhomboédriques. Les éléments sont dispersés, groupés ou accolés. Outre les cristaux et grains, il existe des traînées, des taches et surtout une très fine poussière, discernable avec un grossissement de 50 diamètres, concentrée par endroits, très disséminée en d'autres et manquant ailleurs. Dans l'espèce, c'est l'élément colorant de la roche. L'oxyde de fer, en question, existe aussi bien dans les témoins calcaires conservés que dans la silice, soit qu'il ait pris naissance indifféremment dans les deux types d'éléments, à un moment donné, soit plutôt qu'il préexiste à la silicification.

L'intervention du fer oligiste, en tant que matière pigmentaire, n'est pas exceptionnelle, et plusieurs silexites du calcaire carbonifère de l'arrondissement d'Avesnes en fournissent de très beaux exemples. On peut l'observer dans les conditions qui viennent d'être énumérées et parfois en concentration dans les organismes, principalement dans les Crinoïdes. On n'a pas oublié

que dans une silexite rose (p. 514), le fer oligiste s'est fixé, notamment sous la forme d'un enduit à la surface de rhomboèdres de calcite, preuve que, dans l'espèce tout au moins, l'origine du minéral est postérieure à la formation des rhomboèdres inclus dans les silexites.

La *pyrite de fer* s'observe dans plusieurs silexites à l'état de poussière, de petits grains et de minuscules cristaux cubiques.

Enfin, le *fer hydroxydé* figure en taches dans des silexites exposées depuis longtemps à l'action des agents atmosphériques.

Composition chimique. — E. T. Hardman a publié l'analyse complète de onze silexites du Carbonifère d'Irlande dont il a tiré les conclusions suivantes :

1. Les silexites n'ont pas de composition chimique bien définie, la proportion de silice insoluble des échantillons analysés variant de 65.15 à 95.5 p. 100. Il n'est pas invraisemblable que des analyses plus nombreuses fassent ressortir une transition complète entre le calcaire et la variété de silexite la plus siliceuse. Je puis ajouter que cette transition existe certainement.

2. La silice est anhydre et non combinée à des bases.

Le tableau d'analyses fait encore ressortir les particularités suivantes : Trois échantillons seulement ont fourni de la silice soluble dans la potasse caustique, dans des proportions comprises entre 0.45 et 0.95 p. 100. Tous renferment du carbonate de chaux en proportion variant en raison inverse de la proportion de silice. Les onze analyses en accusent de 0.66 à 25.40 p. 100. La teneur en alumine fixée pour cinq échantillons varie de 1.20 à 3.25 p. 100. La proportion de carbonate de magnésie est de 0 à 2.75 p. 100.

Quant au poids spécifique des silexites analysées, il est compris entre 2.566 à 2.769 p. 100[1].

L'analyse de cinq échantillons de silexites, choisies parmi des types très différents au microscope, m'a donné les résultats contenus dans le tableau ci-contre.

[1] E. T. Hardman, *op. cit.*, p. 92.

COMPOSITION CHIMIQUE DES SILEXITES.

ÉLÉMENTS.	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO^2 (totale)	96.00	86.40	68.95	93.60	64.55
SiO^2 (soluble)	1.00	0.50	0.50	1.00	0.90
Al^2O^3	1.08	0.73	0.50	1.04	1.67
Fe^2O^3	0.87	0.72	0.55	1.11	1.03
CaO	traces.	5.93	15.70	1.19	10.80
MgO	traces.	//	0.30	0.10	5.45
K^2O, Na^2O	0.26	0.34	0.29	0.26	0.53
P^2O^5	//	//	//	traces.	traces.
CO^2	//	4.40	12.50	1.00	13.90
H^2O	//	0.25	0.80	0.90	1.70
TOTAL	98.21	98.77	99.59	99.20	99.63

I. Silexite du calcaire à *Prodactus giganteus* de Saint-Hilaire-sur-Helpe (Nord). — II. Silexites du calcaire, dit de Dompierre, à Dourlers (Nord). — III. Silexite dans un calcaire noir viséen de Landelies (Belgique). — IV et V. Silexites de la dolomie de Flaumont-Waudrechies (Nord).

L'échantillon I constitue un excellent type de silexite très pure ; les nos II et III appartiennent aux silexites calcarifères et les nos IV et V se rapportent à des silexites plus ou moins chargées de dolomie. On notera qu'en fait de teneur en silice, les termes extrêmes se rapprochent beaucoup de ceux du Carbonifère d'Irlande — 64.55 à 96 p. 100 au lieu de 65.15 à 95.5 p. 100 — et que les teneurs en alumine sont également comparables.

B. Silexites des dolomies du Calcaire carbonifère.

(Pl. XXV, fig. 97 et 98.)

La question des silexites incluses dans les roches dolomitiques est, sans contredit, plus intéressante que celle des silexites subordonnées aux calcaires, par la raison qu'elle soulève un double problème, celui de la silicification de la dolomie, ou de ce qui en tenait la place dès le principe, et celui du phénomène de la dolomitisation. Bien entendu, le problème de la dolomie ne sera

étudié que dans la mesure où il le faut pour élucider la question des silexites. Dans ce but, je me bornerai à analyser un exemple en détail et à ajouter quelques données complémentaires fournies par l'étude de silexites que je ne puis décrire ici.

Silexites de la dolomie du Camp-de-César (environs d'Avesnes-sur-Helpe, Nord). — On exploite depuis longtemps aux environs d'Avesnes-sur-Helpe (Nord), à Flaumont-Waudrechies, une dolomie appartenant, pour partie, à l'horizon caractérisé par *Syringothyris cuspidata* et *Caninia patula*[1]. Sur 8 m. 50 d'épaisseur, la dolomie de cet horizon est divisée en bancs de 0 m. 45 à 0 m. 60, renfermant des silexites en nodules et lits très minces, concentrés dans 3 m. 10 de dolomie. Quelle que soit leur manière d'être, ces silexites sont très irrégulières de forme. Par exemple, les lits montrent sur leur surface dégagée une infinité d'accidents, tels qu'aspérités, protubérances et cavités qui font songer à une surface capricieusement corrodée par des acides sur une épaisseur de 1 centimètre et plus. Rognons et lits, solidement fixés à la gangue, se détachent du milieu par une teinte grise et gris noirâtre.

Des dizaines de sections pratiquées dans les silexites, et à cheval sur les nodules et la dolomie, nous mettent en présence d'une assez grande diversité de types et font ressortir la nécessité de multiplier les coupes, si l'on ne veut pas courir le risque de conclure à faux. Telle préparation comporte un enseignement, et telle autre un enseignement diamétralement opposé. On peut distinguer deux cas extrêmes, et un troisième intermédiaire qui leur sert, pour ainsi dire, de trait d'union.

1. *Silexites plus ou moins riches en débris organiques sans trace d'inclusions dolomitiques*[2] (Pl. XXV, fig. 97). — Bien que subordonnées à la dolomie, les silexites de cette catégorie fournissent peut-être les types les plus riches en débris organiques observés jusqu'à ce jour dans les accidents siliceux du calcaire carbonifère[3]. Des coupes s'en montrent pétries. Ce sont généralement

[1] Abbé A. Carpentier, Contribution à l'étude du Carbonifère du Nord de la France (*Mém. Soc. Géol. Nord*, t. VII, 1913, p. 32).

[2] L. Cayeux, L'âge relatif des phtanites et dolomies du calcaire carbonifère du Nord de la France et de la Belgique (*C. R. Ac. Sc.*, t. 180, 1925, p. 843-846).

[3] Je ne saurais trop souligner le fait que ce sont également des silex de la craie magnésienne qui se montrent les plus riches en débris organiques (p. 482).

des restes fossilisés par de la calcédonite, plus largement cristallisée que celle du ciment, et qui se détachent en clair d'un fond teinté par une matière brune, concentrée dans la gangue ainsi que dans les cavités des organismes. Il s'en faut de beaucoup que tous puissent être identifiés, car le détail de la structure est le plus souvent effacé. On reconnaît avec certitude des morceaux de *Brachiopodes* avec canaux conservés, des fragments de colonies de *Bryozoaires*, de nombreux articles de *Crinoïdes*, de rares piquants d'*Oursins*, des spicules d'*Éponges*, des *Foraminifères* mono- et pluriloculaires et plusieurs *Radiolaires* sphériques monoloculaires. Des fragments de test arqué se rapportent probablement en partie au groupe des *Mollusques*. En général, les spicules sont entièrement calcédonieux. Ceux qui font exception ont un canal plus ou moins élargi et parfois très développé, occupé par la matière brune signalée plus haut.

Les restes d'Échinodermes nous intéressent en ce qu'ils ont gardé des témoins de leur composition première, sous la forme d'une poussière de calcite ou de vestiges tombant suffisamment sous les sens pour en reconnaître l'unité d'orientation optique. Le réseau peut être bien conservé, soit par un arrangement des éléments de calcédonite, soit par l'inclusion de la matière brune de la gangue dans les mailles, soit, encore, par de l'oxyde de fer comme dans les minerais de fer renfermant de nombreux restes de Crinoïdes. On voit alors l'hématite minéraliser le réseau ou en remplir les vides. Il n'est pas rare que ces réseaux soient convertis en nids de quartzite formés de grains de quartz de taille à peu près égale, moulés les uns sur les autres. En ce cas, les témoins de la composition première forment au plus une très fine poussière de calcite.

Des préparations ont conservé, dans tout ou partie de leur étendue, une foule de débris calcaires, visibles aux plus faibles grossissements, invariablement rongés, déchiquetés, représentant, à n'en pas douter, des témoins du calcaire silicifié (*b*).

Dans ce groupe de silexites, il n'existe aucune trace de dolomite à l'intérieur même des rognons et la transition à la dolomie (*c*) se fait de façon brusque, mais une ligne d'impuretés peut marquer la séparation (*d*). Dans ces conditions, tout se passe comme si la silicification était en totalité antérieure à la dolomitisation. Autrement dit, les silexites en question se comportent en tous points comme celles du calcaire carbonifère non dolomitisé.

2. *Silexites plus ou moins riches en débris organiques avec inclusions dolomi-*

tiques. — Le fond de la roche reste ce qu'il était dans le précédent type. Moins nombreux, en général, et moins bien conservés, les organismes ne sont plus qu'en partie reconnaissables. On y retrouve des témoins calcaires, sous toutes les formes indiquées plus haut. La seule différence importante, c'est qu'à la périphérie des silexites, à proximité de la gangue dolomitique, voire même dans toute la masse, il existe des représentants de la dolomite. Ce sont des rhomboèdres parfaits, des cristaux incomplets, des grains subrhomboédriques, des éléments corrodés et des traînées irrégulières capricieusement rongées. Il y a donc là, en présence, des matériaux dolomitiques que la silicification a respectés, et d'autres, en grande minorité, qui sont manifestement en régression.

A leur contact, les deux roches s'interpénètrent. En coupe mince, la ligne de séparation se montre, ou régulière, ou très accidentée, avec des apophyses pénétrant plus ou moins profondément dans les rognons. Tout le long de la zone de séparation les cristaux et grains sont tranchés nets ou rongés, et sur une épaisseur très réduite la dolomite revêt un aspect dépoli et terne qui témoigne d'un commencement d'attaque; parfois des cristaux intacts font hernie dans la concrétion.

Chose importante, l'existence de la dolomite dans les silexites n'exclut pas du tout celle du calcaire dans les organismes et dans la gangue. De telle sorte que le milieu était encore essentiellement calcaire quand la silicification s'est opérée.

3. *Silexites plus ou moins dépourvues de restes organiques et riches en inclusions dolomitiques* (Pl. XXV, fig. 98). — A la différence des précédentes, les silexites de cette catégorie ne renferment que très peu ou point d'organismes reconnaissables et les inclusions dolomitiques y jouent un grand rôle. De grandes plages ne renferment aucune trace de dolomite. D'autres sont riches en traînées et amas ne différant en rien de la dolomie encaissante (*b*, *c*). A proximité des unes et des autres, des cristaux plus ou moins libres abondent dans la gangue siliceuse (*a*), et parmi eux se trouvent en nombre très élevé des éléments réalisant à la perfection la forme rhomboédrique (*b*). Les faits sont tels que la silicification a respecté la presque totalité de la dolomite, mais qu'elle a progressé un peu à ses dépens. Ici, comme là, on retrouve des témoins calcaires déchiquetés dans les amas silicifiés.

Abstraction faite de la dolomie, la constitution des échantillons étudiés

reproduit trait pour trait celle de beaucoup de silexites des calcaires. Voilé par une matière brune, le fond se résout en une calcédonite, peu fibreuse d'aspect et de cristallisation très fine. Les petits îlots, qui font exception, marquent l'emplacement d'organismes dont le dessin est souligné par une calcédonite cristallisée en éléments moins exigus, répartis confusément ou ordonnés. Le quartz, susceptible d'être très répandu dans les silexites des calcaires, manque.

Du fer oligiste et de la pyrite, celle-ci parfois représentée par une foule de petits cristaux et granules, sont disséminés un peu partout, sans jamais représenter au total une proportion appréciable.

De rares filonnets calcaires — et jamais dolomitiques — traversent le tout.

A l'état pur, la dolomie qui englobe les silexites revêt des caractères très uniformes. Elle se résout en éléments irréguliers mais peu découpés, tendant vers des formes géométriques, et souvent en grains subrhomboédriques et quelquefois en rhomboèdres parfaits. Des variétés font à la calcite une place qui n'est pas négligeable, mais *les organismes, qu'ils fussent calcaires ou siliceux à l'origine, en sont invariablement exclus jusqu'à la dernière trace.* Ces dolomies un peu calcarifères passent aux calcaires proprement dits par tous les intermédiaires possibles, dont l'étude n'a pas sa raison d'être ici.

Autres exemples de silexites subordonnées à des dolomies. — Entre autres exemples étudiés, j'ai analysé une silexite tournaisienne de la vallée de l'Ourthe (Est de Poulseur), une silexite waulsortienne, prélevée au Nord de la gare de Waulsort (Belgique), etc. Toutes témoignent d'une silicification postérieure à la dolomitisation, sans qu'on puisse dire que la totalité des silexites de chacun des gisements se trouve dans le même cas. La règle, qui se dégage de l'examen des silexites de Flaumont-Waudrechies, s'applique à chacun des types étudiés, à savoir que les parties silicifiées l'ont été aux dépens du carbonate de chaux.

Dans le cas particulier de la silexite waulsortienne, la silice engendre des amas, des îlots, des traînées en pleine dolomie, ainsi que des concentrations de très faible épaisseur, et souvent de simples lames que l'on voit s'insinuer un peu partout entre les grains et rhomboèdres de dolomite. Lorsqu'une place ainsi relativement faible est réservée à la silice dans le milieu dolomitique, on peut retrouver des témoins de calcite, tout à fait incolores, parfois très im-

portants, réalisant, si grands soient-ils, l'unité d'orientation optique, et toujours avec des contours capricieusement rongés au sein des noyaux silicifiés.

A première vue, il semble que la silice ait constamment respecté la dolomie, car les plages silicifiées sont limitées par des grains et cristaux qui ne montrent pas le moindre signe de corrosion. Parfois même, la bordure dolomitique renferme une série de pointements rhomboédriques intacts, pénétrant dans la masse siliceuse, mais, en suivant toutes les lignes de contact, on finit par trouver des traces indiscutables d'une destruction partielle des éléments dolomitiques. De plus, du fond dolomitique se détachent, parfois, des traînées irrégulières qui vont se perdre au sein des concentrations siliceuses avec des contours qui trahissent une action corrosive exercée à leurs dépens. Il importe d'ajouter que ce phénomène paraît exceptionnel, et qu'au milieu de plages siliceuses la dolomite réalise sa forme rhomboédrique avec une fréquence beaucoup plus grande que dans les parties exclusivement dolomitiques.

Dans le milieu ainsi constitué, les débris organiques sont uniquement représentés par des articles de Crinoïdes, quartzifiés pour la plupart, et très rarement calcarifères.

La silice de ce type de silexite se rapporte en presque totalité à de la calcédonite très finement cristallisée. Par places, un peu de quartz l'accompagne en traînées et en nids. Dans un échantillon, gros comme le poing, les concentrations siliceuses ne sont pas toutes bâties sur le même modèle. Il en est qui revêtent une structure concrétionnée, à laquelle prennent part du quartz très prépondérant, de la calcédonite en grandes fibres souvent groupées en sphérolithes, et de l'opale limitée aux zones calcédonieuses, et non discernable en lumière transmise autrement que par une teinte grise. Les amas de silice concrétionnée revêtent fréquemment une apparence mamelonnée dans le dessin des zones de calcédonite. Par exception, de la dolomite et de la calcite y figurent. Dans l'état de silicification très avancée des milieux qui affectent une texture zonaire, il est impossible de dire avec certitude si les centres de différenciation de la silice sont d'anciens organismes, comme c'est probable.

L'examen en lumière réfléchie démontre que toute la masse siliceuse, ou peu s'en faut, est imprégnée d'opale, principalement sur l'emplacement des articles de Crinoïdes.

Un des faits les plus frappants dans l'analyse de cette roche est la multitude

des centres de silicification dans l'étendue restreinte d'une préparation. En somme, il y en a un peu partout, souvent réduits à de tout petits espaces entre des grains et cristaux de dolomite. On dirait que la solution siliceuse s'est infiltrée dans la masse entière de la roche, comme si quelque chose s'opposait à sa concentration ou favorisait sa diffusion. Or, en scrutant nombre de coupes minces, intéressant à la fois la dolomie et les silexites, on finit par rencontrer des plages de calcite incolore servant de gangue à des grains et cristaux de dolomite, teintés et non moulés les uns sur les autres. C'est l'évidence même que ces inclusions de calcite, conservées dans la dolomie, rappellent dans leur allure générale les inclusions de silexite signalées en milieu dolomitique. Dans l'espèce, la dolomitisation était donc très avancée lorsque la silicification s'est produite; de là, l'extrême hétérogénéité des rognons de silexite.

Résultats généraux et conclusions. — Plusieurs enseignements d'importance se dégagent des précédentes analyses :

1. On peut ériger en règle le fait que la dolomitisation intégrale ou très avancée ne laisse rien subsister des structures organisées, et qu'elle ne respecte pas davantage les caraçtères morphologiques des débris organiques, spicules d'Éponges compris. Le même enseignement découle de l'étude des craies magnésiennes du Bassin de Paris (p. 481).

2. Il est non moins de règle que les silexites développées en milieu dolomitique renferment des organismes et souvent en grand nombre. Par ailleurs, presque toutes contiennent des témoins calcaires, toujours en voie de régression, et susceptibles de figurer en forte proportion. C'est donc que la silicification, aboutissant à la formation des silexites, s'est effectuée, non aux dépens de la dolomie, mais dans un milieu resté plus ou moins calcaire. Les indices de corrosion de la dolomite observés dans plusieurs silexites ne restreignent en rien la généralité du phénomène.

3. Cette silicification s'est effectuée en des temps différents par rapport à la dolomitisation. *Les silexites résultent d'une épigénie du calcaire carbonifère, avant l'invasion de la dolomie, au début de la dolomitisation, ou alors que la transformation du calcaire en dolomie était très avancée.*

Dans tous les cas, la présence du calcaire est une condition absolument nécessaire pour qu'il y ait silicification.

4. Le même gisement est susceptible de fournir, en des points très rapprochés, des échantillons de silexites qui, étudiés séparément, conduisent à des enseignements tout différents, en ce qui concerne l'époque de la dolomitisation. Si bien que dans un horizon comme celui de Flaumont-Waudrechies (Nord), la formation de la dolomie, aux dépens du calcaire carbonifère, ne s'est pas faite d'un seul coup, et qu'elle a débuté à des moments différents, en des points très voisins. *Cette constatation fait ressortir le danger de généraliser les conclusions tirées de l'analyse d'un seul et unique spécimen, prélevé n'importe où dans une exploitation.*

Tout bien considéré, la silicification et la dolomitisation du calcaire carbonifère sont deux phénomènes qui se manifestent tour à tour les premiers, qui empiètent l'un sur l'autre et s'enchevêtrent dans un gisement donné, sous réserve que la silicification est pour ainsi dire impossible à partir du moment où la dolomitisation est complète. C'est dire qu'ils se rapportent à la même phase de l'évolution minéralogique du calcaire carbonifère.

En définitive, l'histoire des silexites du calcaire carbonifère est calquée de façon très remarquable sur celle des silex des craies magnésiennes, à la différence près qu'en moyenne la dolomitisation était beaucoup plus avancée lors du développement des silexites qu'au moment de la genèse des silex dans les craies magnésiennes.

Instruit de ce que l'on sait aujourd'hui sur la genèse des silex en milieu dolomitique, que peut dire un observateur en présence d'un gisement de dolomie avec ou sans silexites? Il est maintenant permis d'affirmer *a priori* que toute dolomie carbonifère riche en silexites résulte d'une dolomitisation postérieure à la silicification. L'inverse n'est pas nécessairement vrai, car une dolomie peut être dépourvue de silexites pour deux raisons : soit qu'elle dérive d'un calcaire originellement privé de spicules siliceux et dolomitisé à n'importe quel moment, soit qu'elle résulte d'un calcaire à spicules d'Éponges, dolomitisé avant la concentration de la silice en silexites, et, partant, désilicifié au cours de la dolomitisation. C'est, croyons-nous, dans ces considérations qu'il faut chercher l'explication d'un fait évident, en toute hypothèse, à savoir que les calcaires dinantiens du Nord de la France et de la Belgique sont incomparablement plus riches en silexites que les dolomies qui les accompagnent.

Il ne saurait échapper qu'en raison du lien existant entre la silicification et la dolomitisation, la question de la dolomitisation du calcaire carbonifère aurait fait un grand pas vers la solution attendue, s'il était possible d'assigner une

date à la formation des silexites. La connaissance de faits nouveaux relatifs à l'histoire des silex de la craie nous permettra bientôt de réaliser ce progrès, si tant est que tous les enseignements qui découlent de l'analyse des craies magnésiennes s'appliquent au calcaire carbonifère dolomitisé.

Généralités sur les silexites.

Passage des silexites à la roche-mère. — L'adhérence des silexites aux calcaires et dolomies, qui fait contraste avec l'indépendance des silex par rapport à la craie, s'explique on ne peut plus facilement. Voici, par exemple, le cas d'une silexite du calcaire tournaisien de Leffe à Dinant. Aux points les plus éloignés du calcaire, la roche montre quelques rhomboèdres secondaires, parfaitement constitués, et aucune trace du calcaire primitif sous la forme de granules rongés. A une moindre distance du contact, les rhomboèdres se multiplient et une poussière de calcite très fine fait son apparition. Puis, cette poussière devient de plus en plus dense, en même temps qu'apparaissent d'importants témoins du calcaire silicifié, et que les cristaux de calcite continuent à se multiplier. Finalement, les petits lambeaux de calcaire ancien, toujours irréguliers de forme, l'emportent et la silice passe de beaucoup au second rang pour cesser d'être bientôt visible, sauf de ci, de là, en bordure du calcaire où elle se rassemble en petits nids. Il s'ensuit qu'à la limite des rognons, la roche-mère et l'accident siliceux s'enchevêtrent, avec passage très ménagé de l'un à l'autre. C'est pourquoi les silexites restent mécaniquement inséparables du milieu qui les a engendrées, sauf dans le cas particulier où la dissolution complète du calcaire par les agents atmosphériques les libère complètement et définitivement de leurs attaches. Certes, il y a des variantes dans la constitution de la zone de transition, mais les grandes lignes restent absolument invariables, et c'est toujours par une association intime du calcaire ancien de plus en plus abondant et de plages silicifiées que les silexites passent aux calcaires. Que si, par hasard, une coupe mince pratiquée sur la zone de transition révèle un changement de composition presque brusque, on peut être assuré qu'il en sera tout autrement à côté. Bref, la généralité du phénomène ne comporte pas la moindre réserve. Telle est l'explication très simple de l'adhérence des silexites à la roche-mère.

Interprétation des propriétés physiques des silexites. — Tous les caractères physiques des silexites s'expliquent aisément à la lumière des données réunies dans les pages précédentes.

Couleur. — La présence de matières d'origine organique à dose variable dans la presque totalité des échantillons, et l'intervention d'oxydes de fer, voire même de sulfure, rendent compte de la teinte des silexites et, notamment, de la prédominance des colorations foncées.

Éclat. — L'éclat terne de la presque totalité des spécimens est dû à l'inclusion de matières étrangères variées, au premier rang desquelles il faut mentionner celles qui ont une origine organique. Vues sous l'épaisseur très réduite d'une coupe mince, ces dernières présentent un reflet très mat qui est celui des silexites en échantillons. Les nombreux témoins de la roche-mère, ainsi que la présence d'un peu de matière argileuse, contribuent également à réaliser l'éclat terne caractéristique.

Cassure. — Son trait dominant, qui est l'irrégularité du plan de fracture, est la conséquence de l'hétérogénéité du milieu, où l'on voit rassemblés des éléments de taille exiguë, moyenne ou grande, ainsi que des matériaux de composition et de structure variées. Ici, encore, les témoins calcaires jouent certainement un rôle. Il suffit de se rappeler la constitution des silex pour que la différence de cassure des deux types d'accidents siliceux s'explique dans tous les détails.

Opacité. — Le défaut de translucidité des bords tranchants et des éclats de silexite qui, s'il n'est pas absolu, témoigne d'une grande généralité, est principalement la conséquence du rôle important joué par les matières qui enlèvent tout éclat aux échantillons de silexite. Dès l'instant que les coupes minces sont voilées par une substance brune qui en détruit la transparence, lors de son maximum de concentration, les accidents siliceux eux-mêmes ne peuvent être que très opaques. En fait, toutes les impuretés contribuent à les rendre tels.

Texture. — La texture et la fragmentation irrégulière des silexites sont également fonction de l'hétérogénéité du produit. Si la roche était réduite à son

ciment de calcédonite et de quartz, les silexites seraient comparables aux silex, au point de vue de la texture, mais sans en réaliser toute la finesse. On sait à quel point il en est autrement. Des îlots calcaires, des organismes, de taille relativement grande et de composition variable, des noyaux de silice largement cristallisée, etc., font que le milieu n'est jamais pareil à lui-même. Sous l'influence de témoins calcaires d'une certaine importance, les silex changent de couleur, de grain et de texture. *A fortiori,* en est-il de même pour les silexites dont le résidu calcaire n'est pas seul à intervenir pour modifier ces propriétés. Les divers facteurs en jeu rendent bien compte de la texture grenue des silexites et de leur fragmentation très irrégulière. Il est à peine besoin d'ajouter que le réseau de diaclases dont il a été question explique dans tous ses détails le débitage en polyèdres de certaines silexites, ou simplement l'existence d'une facette plane sur les débris.

Porosité. — En ce qui concerne la structure poreuse, nous avons appris, chemin faisant, qu'elle a au moins une double cause : la dissolution d'articles de Crinoïdes et celle de rhomboèdres et grains de calcite secondaire. Lorsque la porosité atteint son maximum de développement, comme dans certaines silexites libérées par décalcification, la totalité du carbonate de chaux a été éliminée, de sorte que la roche est criblée de vides.

Bref, on peut dire que tous les facteurs de l'aspect physique des silexites sont connus et qu'il n'est pas une seule propriété de ces roches qui ne s'explique de façon satisfaisante.

Diagnostic des silexites. — Il y a dans les considérations précédentes les éléments d'un diagnostic, précis à souhait. Notons immédiatement que les propriétés à faire intervenir dans la détermination des silexites sont le contre-pied de celles des silex, sauf à dire que la dureté et la résistance à l'action des acides sont du même ordre dans les deux types d'accidents siliceux. La cassure irrégulière, presque jamais conchoïdale, le grain, l'opacité des bords, l'aspect terne, etc., tout cela assure aux silexites un air de famille que l'œil le moins exercé ne saurait confondre avec celui des silex. A ma connaissance, il n'y a pas un seul cas où la distinction des deux groupes soulève une réelle difficulté.

Roches-mères des silexites[1]. — Il ne peut être question d'entrer dans quelques détails sur la constitution des roches-mères des silexites, mais c'est le moment de faire ressortir la caractéristique de ces roches au point de vue qui nous intéresse. Bien que généralement dépourvus de quartz clastique, les calcaires convertis en silexites sont presque toujours des *calcaires grossiers*, renfermant des débris organiques de grande taille (Ostracodes, articles de Crinoïdes, etc., des spicules d'Éponges trapus, des Foraminifères à test épais, etc.), c'est-à-dire des dépôts qui n'ont en commun avec la craie que leur nature calcaire. La coloration des roches-mères, qui contribue pour une très large part à imprimer aux silexites une physionomie si particulière, est à opposer à la pureté de la craie qui, elle aussi, marque son empreinte sur les silex.

De toute évidence, ces roches-mères représentent des dépôts de très faible profondeur, en dépit de la rareté des matériaux clastiques. Et pourtant, elles renferment des Radiolaires, et, contre toute attente, elles en sont beaucoup moins pauvres que la craie et ses silex. Mais il nous suffit de savoir que les silexites ont un point de départ tout autre que les silex et que leurs caractères spécifiques en sont la conséquence.

Question de la patine. — Altération des silexites. — L'attention n'a jamais été appelée, que je sache, sur le fait que les silexites du calcaire carbonifère du Nord de la France et de la Belgique ne montrent rien à leur périphérie qui ressemble, si peu que ce soit, à la patine des silex. La règle ne doit pas être tenue pour absolue en ce qui concerne le cas général. D'une part, M. W. J. Sollas, après avoir noté l'importante différence qui existe entre le « chert » carbonifère et le silex, observe que ledit « chert » est rarement patiné[2]. Antérieurement, G. J. Hinde avait mentionné la croûte poreuse de

[1] Sur la constitution du calcaire carbonifère de Belgique, je ne puis que renvoyer aux importants travaux que M. Kaisin, professeur à l'Université de Louvain, lui a consacrés, et notamment aux deux études suivantes :

Les roches du Dinantien de Belgique (*Congrès géol. int., C. R. de la XIII^e^ Session*, Bruxelles, 1922, p. 1237-1270, pl. XXVII-XXXII).

Contribution à l'étude des caractères lithologiques et du mode de formation des roches calcaires de Belgique (*Mém. cour. Ac. roy. Belgique*, 1927, 107 p., 30 pl.).

(Note ajoutée pendant l'impression.)

[2] W. J. Sollas, Paviland Cave : An aurignacian Station in Wales (*Roy. anthr. Inst. of Great Britain and Ireland*, 1913, p. 359).

certaines silexites, différenciée du reste par les agents atmosphériques, et mettant en évidence de nombreux spicules d'Éponges, dont les contours sont effacés à l'intérieur des nodules [1].

D'autre part, M.W. A. Tarr signale dans les silexites carbonifères d'Amérique une zone externe de décomposition, épaisse d'une fraction de pouce à deux pouces et davantage, consistant en grains de calcédonite et de quartz plus petits que ceux de la roche intacte [2]. S'agit-il d'une manière d'être générale ou d'une transformation liée à l'altération du calcaire lui-même, l'auteur ne le dit pas.

Que les silexites en vue ici soient invariablement dépourvues de patine, lorsqu'elles sont incluses dans le calcaire carbonifère non altéré, et que les silex, d'âge plus récent, soient généralement revêtus d'une patine, c'est un fait d'importance capitale pour l'explication de la patine des silex (p. 455).

Si les silexites en place dans le calcaire carbonifère normal n'ont jamais de zone superficielle différenciée, elles n'en sont pas moins sensibles aux agents atmosphériques. De cette sensibilité peut résulter la formation d'un produit périphérique qui rappelle dans une certaine mesure la patine des silex. Les seules silexites ainsi différenciées à la surface que je connaisse appartiennent à des calcaires en voie de décomposition, voire même à un dépôt comparable à l'argile à silex, en raison d'une décalcification très avancée ou complète. Deux séries d'échantillons retiendront notre attention.

1. Une silexite noire du Viséen de l'arrondissement d'Avesnes-sur-Helpe (carrière de la Queue Noir Jean à Saint-Hilaire) passe brusquement à une sorte de patine de teinte brune, épaisse de quelques millimètres à deux centimètres. Entre les deux parties en présence, la différence se réduit à fort peu de chose. La matière colorante, d'origine organique, très répandue dans la silexite qu'elle teinte en noir, a complètement disparu de l'auréole brune, phénomène qui entraîne un changement de couleur très appréciable. Il eût été beaucoup plus prononcé, ce changement, si la destruction de la matière brune n'avait été accompagnée ou suivie d'une minéralisation de la partie décolorée. La lumière réfléchie y fait, en effet, ressortir l'existence d'un voile

[1] G. J. Hinde, On the organic Origin of the Chert in the carboniferous Limestone Series of Ireland, and its Similarity to that in the corresponding Strata in North Wales and Yorkshire (*Geol. Mag.*, D. III, vol. IV, 1887, p. 443).

[2] W. A. Tarr, *op. cit.*, p. 446.

d'hématite, répandu dans toute la masse modifiée, rien de pareil n'existant dans la silexite noire. Entre les nicols croisés, aucun changement ne s'est produit dans l'enveloppe décolorée, si bien que l'on passe du noyau intact à la zone périphérique sans observer la moindre différence, au point de vue de la nature de la silice et de son état cristallin. En quoi la partie modifiée est foncièrement distincte de la patine des silex.

2. Un autre échantillon, tiré du calcaire noir de Tournai, est entouré d'une croûte gris clair, légère, d'aspect ponceux et nettement séparée de la silexite, elle-même modifiée dans son aspect primitif, ou de type normal. Et, comme dans le cas précédent, le tout passe sans transition à la roche-mère. La transformation peut s'effectuer sur une épaisseur susceptible d'atteindre plusieurs centimètres. Dans l'un et l'autre cas, la métamorphose met en œuvre deux phénomènes :

A. Une première modification se traduit par la disparition du pigment brun et par une décoloration de toute l'épaisseur teintée en gris.

B. Le second changement est relatif au carbonate de chaux. Tandis que la silexite typique est calcarifère par des rhomboèdres, des grains irréguliers et de tout petits amas, représentant d'ailleurs, au total, une très faible teneur en calcite, la croûte est décalcifiée. De ce chef, elle est finement poreuse et d'aspect ponceux, surtout quand on l'examine à la loupe binoculaire. Tout le long de la ligne de contact, on voit, d'un côté, la silexite noire formant un milieu continu et compact, et, de l'autre, la croûte criblée de vides. Au fond, la teinte grise est la conséquence, non seulement de la destruction de la matière brune, mais de l'inclusion de nombreuses bulles d'air dans les vides.

Ici, comme là, rien n'est changé dans la constitution de la roche, ainsi que dans les caractères de la silice.

Limitée à l'examen d'un petit nombre de types, la présente étude permet de conclure que *l'altération superficielle des silexites se traduit, tantôt par une simple décoloration, tantôt par une décoloration et un changement de texture résultant d'une décalcification, sans modifier si peu que ce soit les caractères de la silice.*

Rien ne s'oppose, évidemment, à ce qu'une pareille croûte d'altération soit

appelée patine — car il s'agit d'une question de définition — mais si l'usage de ce vocable doit impliquer l'idée d'une modification comparable à celle qui engendre la patine des silex, le terme est à rejeter. Il suffit pour s'en convaincre de se rappeler que la patine des silex a été différenciée à l'origine, qu'elle comporte la genèse d'opale globulaire à grande échelle, suivie ou non d'un phénomène de désopalisation, etc., pour souligner à quel point les deux produits sont distincts.

Si l'on veut donner au terme patine le sens général d'une modification périphérique de nature quelconque, et datant de n'importe quel moment de l'histoire des silexites, il est certain que ces roches ont accidentellement une patine. Dans l'espèce, la patine se réclamerait en totalité de l'action des agents atmosphériques.

Mode d'accroissement des silexites. — Sur cette question ma documentation se réduit à deux données.

Si l'on tient compte de la manière d'être générale des silexites, il semble légitime de conclure à un développement du centre vers la périphérie, la multiplication des témoins calcaires en se rapprochant de la roche-mère fournissant le seul point d'appui favorable à cette opinion. Mais de très rares échantillons font supposer que l'accroissement a pu se faire en sens inverse. C'est le cas pour des silexites de la région de Landelies (Belgique), pourvues d'un noyau calcaire comparable au centre crayeux de certains silex. Dans ces conditions, l'accroissement serait, tantôt, et le plus souvent *exogène* et, tantôt, *endogène*, comme dans les silex de la craie.

Classification des silexites. — Les seules différences sur lesquelles on puisse baser une classification sont de nature organique et minéralogique.

On peut distinguer des *silexites à Foraminifères*, des *silexites encrinitiques*, des *silexites à Ostracodes*, des *silexites à spicules d'Éponges* et des *silexites à débris végétaux*. Beaucoup de matériaux ne rentrent dans aucune de ces catégories, soit que les organismes s'y montrent très clairsemés, soit que la silicification ait effacé les structures organisées.

Du point de vue minéralogique, il existe des *silexites calcarifères*, des *silexites dolomitiques*, des *silexites essentiellement quartzeuses* et d'autres essentiellement *calcédonieuses*. Il n'est pas inutile, croyons-nous, de mettre hors

série les quelques types abondamment pourvus en matière brune sous le nom provisoire de *silexites sapropéliennes*.

Origine des silexites. — Les recherches de E. Hull et E. T. Hardman, d'une part, et de A. Renard, d'autre part, n'ont pas laissé le moindre doute sur l'essence même du processus qui engendre les silexites. Leur conclusion est que les silexites résultent de la silicification de portions du calcaire carbonifère. C'est également l'enseignement qui découle de la présente étude, à la fois pour les silexites des calcaires et celles des dolomies.

Dans un travail très substantiel sur les silexites de Burlington (États-Unis), M. Tarr a tenté de démontrer que la théorie de la silicification du carbonate de chaux n'est pas fondée. De ses objections, je retiens les quatre principales :

1. Lorsque des silexites ne sont pas situées dans les plans de stratification, leur genèse est inexplicable du fait que le carbonate de chaux non poreux s'oppose à la circulation des solutions siliceuses en dehors de ces plans. La théorie de l'épigénie n'impliquant nullement la formation des accidents siliceux *postérieurement* à la consolidation, l'objection ne porte pas.

2. M. Tarr insiste sur l'absence d'organismes siliceux et l'inexistence d'une source de silice « adéquate ». Sur ce point, il suffit d'observer que la silice organique que l'on fait intervenir ne peut exister dans la roche-mère, à la fois sous la forme de nodules et de silice libre, et que c'est précisément par suite de sa concentration que la source en question est maintenant indiscernable. Que s'il ne reste pas de témoignages reconnaissables de l'existence de spicules d'Éponges, il ne faut pas perdre de vue que E. Hull et E. T. Hardman ont signalé, eux aussi, l'absence de source organique dans des roches qui, plus tard, se sont révélées très riches en spicules de Spongiaires. Sur ce point, mon sentiment est que le dernier mot n'est pas dit quant aux silexites du calcaire de Burlington, et qu'un jour viendra où des organismes générateurs de silice y seront découverts.

3. De ce que les fossiles sont mieux conservés dans les silexites que dans le calcaire, M. Tarr estime qu'ils ont été protégés avant la recristallisation du calcaire, ce qui lui paraît en contradiction avec la théorie de la substitution, laquelle, à ses yeux, est synonyme d'épigénie tardive. « In fact, écrit-il,

replacement should be going on now more actively than in past time[1] ». Par cette observation, M. Tarr fournit un excellent argument à retenir en faveur de la formation des silexites antérieurement aux accidents qui ont modifié le calcaire et nullement une objection à la théorie de la substitution, rien n'empêchant l'épigénie de se produire dans la boue calcaire avant sa consolidation.

4. Enfin, M. Tarr voit dans l'existence d'une croûte de décomposition superficielle la preuve que les silexites s'altèrent au lieu de continuer à s'accroître avec le temps.

En formulant ces objections, M. Tarr pose en principe que dans la conception de la substitution la formation des silexites est un phénomène tardif, de longue haleine, embrassant la durée des temps géologiques et se poursuivant jusqu'à nos jours. L'exposé des généralités relatives aux accidents siliceux en milieu calcaire marin va nous montrer, avec des faits très décisifs à l'appui, que telle n'est pas la vérité. Aussi les arguments invoqués par l'auteur ne sauraient-ils prévaloir contre la notion de substitution, dont on peut dire qu'elle est l'évidence même.

Indices de plusieurs temps de silicification. — Le phénomène d'épigénie qui engendre les silexites n'est pas aussi simple qu'il le paraît, car il compte au moins deux temps de silicification.

1. Au premier temps, il faut rapporter la substitution en grand de la silice au carbonate de chaux qui produit les silexites, telles que nous les voyons aujourd'hui, à quelques détails près.

2. La notion du second temps est imposée par trois faits très précis : quartzification de rhomboèdres formés au cours du premier temps par sursaturation de la solution de carbonate de chaux; silicification de filonnets de calcite, qui perdent de ce chef leur individualité, et, enfin, quartzification de nombreux filons qui, au lieu de se fondre dans la masse même de la silexite, comme dans le cas précédent, gardent toute leur individualité. Certains de ces filonnets sont tout entiers calcédonieux.

Au total, il s'agit évidemment d'une très petite masse de silice incorporée

[1] W. A. Tarr, *op. cit.*, p. 446.

secondairement aux rognons de silexites. Il n'en est pas moins intéressant de constater que la multiplicité des temps de silicification n'est pas spéciale aux roches qui font une très grande place aux organismes siliceux.

Époque de formation des silexites. — Origine de la silice. — La question de l'origine des silexites rappelle de trop près celle de l'origine des silex pour que l'étude n'en soit pas différée, afin d'envisager dans son ensemble le problème de l'origine des accidents siliceux en milieu calcaire. Je vais donc me borner à rappeler ici les vues singulièrement concordantes, émises simultanément à ce sujet par E. Hull et E. T. Hardman pour les silexites du Carbonifère d'Irlande, et A. F. Renard pour celles du Carbonifère de Belgique, et dire un mot de la conception de M. W. A. Tarr, en ce qui concerne les silexites d'Amérique.

A. Renard admet qu'à certains intervalles, les eaux de la mer carbonifère chargées d'acide carbonique attaquaient les « matières calcareuses », en même temps que « l'acide silicique s'infiltrait » dans les sédiments et les « imprégnait » à mesure qu'ils se décomposaient. « Cette imprégnation de silice s'est faite à une époque où les masses étaient plus ou moins à l'état pâteux et où elles possédaient cependant une disposition stratifiée... » On ne peut pas admettre que cette infiltration se soit faite longtemps après le dépôt, car les bandes de silexites occupent des horizons bien déterminés et ces zones siliceuses sont recouvertes de couches qui n'ont pas subi d'action pseudomorphique. Il est encore évident que la silicification a eu lieu avant la formation des joints et des fissures, car les crevasses résultant des forces mécaniques en action sur les sédiments déjà solidifiés ne sont pas remplies de filons quartzeux[1].

A. Renard ajoute : « L'examen des lames minces de ces roches ne nous montre que très exceptionnellement des sections de coquilles que l'on doive rapporter aux organismes à test siliceux », et, finalement : « Rien ne nous prouve que la silice infiltrée dans le calcaire dérive de la décomposition des spicules de spongiaires, des frustules de diatomées[2] ».

De son côté, E. Hull écrit : « This replacement occurred under the waters of the sea itself while the limestone was in a more or less plastic

[1] A. Renard, *op. cit.*, p. 29.
[2] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 30.

condition, admitting the free percolation of water, holding silica in solution.

« This replacement occurred locally and at intervals throughout the period and during the formation of the carboniferous limestone of Ireland, lent a special and extensive degree, at the close of the limestone period and before the overlying Yoredale shale were deposited [1] ».

Pas plus que A. Renard et E. Hull, E. T. Hardman, qui a traité à part la question de l'origine de la silice, ne fait intervenir les Spongiaires, et pour lui cette substance dérive de la décomposition de roches siliceuses et feldspathiques, et ce sont les cours d'eau qui lui servent de véhicule pour l'introduire dans la mer carbonifère [2].

Pour être complet, je dois ajouter qu'à l'époque où il étudia les silex de la craie de Nouvelles, en collaboration avec Klement, A. Renard avait changé d'avis quant à l'origine des silexites du calcaire carbonifère de Belgique, car il écrivait : « Nous verrons que cette hypothèse — celle de A. Julien sur l'origine des silex — est au moins aussi peu probable que celle que MM. Hull, Hardman et Renard invoquaient autrefois pour expliquer la silicification du calcaire [3] ».

De même, E. Hull admettait, en 1877, la participation des Spongiaires à l'élaboration de la silice des silexites mais il réservait le plus grand rôle à la silice fournie directement par l'eau de mer [4].

La vérité est qu'entre temps les auteurs précités, M. W. J. Sollas, Carter et G. J. Hinde avaient signalé des spicules d'Éponges en abondance dans les silexites d'Irlande, du Pays de Galles et du Yorkshire. En particulier, M. W. J. Sollas avait reconnu que des sections étudiées par E. Hull étaient formées de spicules pour la plus grande partie [5].

De son étude, M. Tarr conclut que la silice colloïde, dérivée de la terre ferme, a été précipitée par l'action des sels alcalins de l'eau de mer et qu'en vertu de la tendance de tous les colloïdes à s'agréger en masses globuleuses,

[1] E. Hull, *op. cit.*, p. 84.

[2] E. T. Hardman, *op. cit.*, p. 94.

[3] A. F. Renard et C. Klement, Sur la nature minérale des silex de la craie de Nouvelles (*Bull. Ac. roy. Belgique*, 3e S., t. XIV, 1887, n° 12. Extr. p. 15).

[4] Ed. Hull, On the origin of carboniferous Chert (d'après Dr Hinde) [*Geol. Mag.*, N. S., D. III, vol. IV, 1887, p. 524-527].

[5] W. J. Sollas, Note on the Occurrence of Sponge-spicules in chert from the carboniferous Limestone of Ireland (*Ann. and Mag. of Nat. Hist.*, 5e S., vol. VII, 1881, p. 142).

elle s'est concentrée en amas d'abord plus ou moins globuleux, plus tard convertis en lentilles sous le poids des sédiments. Autrement dit, les solutions siliceuses, élaborées sans la moindre intervention organique, engendrent les silexites sur le fond de la mer[1]. De même que M. Tarr, E. O. Hovey attribuait aux silexites une origine exclusivement chimique.

En ce qui me concerne, je ne puis faire aucune différence entre les silexites du calcaire carbonifère et les silex de la craie, au point de vue de l'origine de la silice. Que si cette matière est indiscutablement d'origine *première* minérale, il est non moins certain que c'est par l'intermédiaire des organismes siliceux et des Spongiaires en particulier qu'elle a été introduite dans le calcaire carbonifère, où elle s'est concentrée sous la forme de silexites. Le problème va être étudié avec toute l'ampleur désirable en raisonnant sur les silex, pour marquer ensuite les analogies et différences entre silex et silexites. Bornons-nous à noter, pour l'instant, qu'il y a des spicules d'Éponges et des Radiolaires dans les silexites et leurs roches-mères, et qu'enfin des spicules et Radiolaires du calcaire englobant les silexites ont été calcifiés — en très grand nombre pour ce qui concerne les premiers. La preuve est donc faite que les organismes inclus dans le calcaire carbonifère ont été une source de silice qui est fort loin d'être négligeable.

Quant à l'époque de formation, je ne puis faire état d'aucune donnée personnelle qui soit vraiment décisive, et j'en suis réduit à étendre aux silexites les nombreuses observations relatives aux silex. Dans son beau travail sur le calcaire carbonifère de Belgique, M. le Chanoine Delépine formule l'opinion que « la précipitation de la silice a été contemporaine du dépôt des calcaires », tout en admettant que « les phénomènes de concentration qui ont amené la formation des nodules ou des rubans phtanitiques ont pu se produire un peu plus tard, car on trouve des fossiles à l'intérieur de ces nodules siliceux[2]. Et il ajoute que « la présence de niveaux de phtanites concorde généralement avec des modifications importantes dans le caractère des dépôts ». En conséquence, la précipitation de la silice aurait été influencée par des changements de régime ou de milieu, observation qui garde toute sa valeur, dans le cas où cette substance dérive d'organismes.

[1] W. A. Tarr, *op. cit.*, p. 450.

[2] Abbé G. Delépine, Recherches sur le calcaire carbonifère de la Belgique (*Mém. et Trav. publiés par des professeurs des Facultés cath. de Lille*, fasc. VIII, 1911, p. 274).

IV. GÉNÉRALITÉS SUR LA FORMATION DES ACCIDENTS SILICEUX EN MILIEU CALCAIRE MARIN.

Dans l'exposé qui va suivre, j'aurai plus particulièrement en vue les silex de la craie, en raison du rôle extrêmement prépondérant qu'ils ont joué, du grand nombre de données réunies sur ce groupe et du peu d'observations que l'on possède sur les silexites et les chailles. Mais dans ma pensée, les principales conclusions formulées s'appliquent à l'ensemble des accidents siliceux en milieu calcaire marin.

La question de l'origine des accidents siliceux, comme celle de beaucoup d'autres dépôts sédimentaires d'origine chimique, a été souvent mal posée. Il a paru à une foule d'observateurs que l'origine première de la silice dominait tout le problème, alors qu'une seule chose importe, l'origine immédiate, ainsi que la concentration et la fixation de cette matière. On sait, en effet, depuis longtemps qu'il y a dans les eaux douces entraînées à la mer de quoi engendrer de puissants dépôts de nature variée, à la condition que les matières en solution, représentées par de très petites doses, trouvent des conditions favorables à leur concentration en des points d'élection. C'est précisément là qu'est le problème, qu'il s'agisse de la silice, de l'acide phosphorique ou de toute autre substance dissoute dans l'eau. En l'espèce, il nous suffit de savoir quel peut être l'intermédiaire entre le monde minéral, source inépuisable de silice pour la mer, et les accidents siliceux. Mais on a attaché trop d'importance dans le passé à la question de l'origine première de la silice pour qu'il ne soit pas nécessaire de la traiter tout au moins sommairement.

SOURCES DE LA SILICE.

Posée et résolue depuis longtemps de bien des manières, la question des sources de silice ne comporte, en fait, que deux solutions générales : la silice est d'origine *minérale* ou elle est d'origine *organique*.

Origine minérale. — Pendant très longtemps le problème de l'origine des silex n'est pas sorti du domaine minéral. Durant la seconde moitié du XVIII[e] siècle, période que les auteurs d'hier et d'aujourd'hui ont coutume de laisser dans l'ombre, Guettard, Dolomieu, l'abbé Bacheley, Buffon et de Luc, pour ne citer que les principaux, font appel à un *suc lapidifique* ou *suc pétrifiant,* sur la nature duquel ils ne sont pas très fixés. Pour Guettard, par exemple, il suffit que ce suc, qui peut être de l'eau ordinaire ou de l'eau additionnée de quelque acide minéral ou végétal, soit chargé d'un sable siliceux très fin, pour changer une matière quelconque en pierre à fusil[1].

Sur ce sujet, il faut arriver au XIX[e] siècle pour voir se dégager et prendre corps les idées actuelles en la matière.

Les géologues qui ont tiré la silice du monde minéral pour expliquer la formation des rognons siliceux font intervenir des sources différentes.

1. *La silice est fournie par la décomposition de roches préexistantes.* —Dès 1885, l'idée est exprimée en France par Delanoue qui voit dans la destruction des roches pyrogènes, corrodées par la mer et lessivées par la pluie, le point de départ de la formation de silicates alcalins solubles, lesquels se décomposent dans la mer et mettent en liberté de la silice[2].

C'est, avec des variantes, l'opinion exprimée par nombre d'auteurs, parmi lesquels je citerai : Ed. Hébert, J. Prestwich, E. T. Hardman, A. F Renard, etc. Elle a servi notamment à expliquer la formation des silexites du Carbonifère d'Irlande (E. T. Hardman) et celles du Carbonifère de Belgique (A. F. Renard).

Beaucoup d'observateurs américains se sont également réclamés de cette notion. Par exemple, M[r] W. A. Tarr l'a appliquée à la formation de soi-disants cherts, correspondant à nos silexites du calcaire carbonifère. Son point de départ est que l'érosion des côtes, les phénomènes d'abrasion marine, l'établissement de pénéplaines, et, en tout temps, les apports fluviatiles, sont des sources de silice suffisantes pour expliquer la genèse des concentrations siliceuses en milieu calcaire[3].

Elle serait, en effet, considérable, cette source de silice, puisque, d'après les estimations de F. W. Clarke, les apports annuels représenteraient 11.67

[1] Guettard, Mémoires sur différentes parties des Sciences et Arts, t. II, 1770, p. 159.

[2] J. Delanoue, Sur la formation des silex (*B. S. G. Fr.*, 2[e] S., t. XII, 1855, p. 732).

[3] W. A. Tarr, Origin of the Chert in the Burlington Limestone (*Am. Journ. of Sc.*, 4[e] S., vol. XLIV, 1917, p. 428 et suiv.).

p. 100[1] du total de matières solubles actuellement fournies à la mer par les cours d'eau, soit $\frac{1,914,000,000 \text{ t.} \times 11.67}{100} = 223,363,800$ tonnes de silice. Le coefficient de 10,75 p. 100 admis par Sir John Murray[2] réduit un peu cette évaluation, qui n'en reste pas moins très imposante.

2. *La silice dérive de sources.* — Une variante de la même idée directrice fait appel aux sources. A. Gaudry, par exemple, suppose que des sources à grande alcalinité, de haute thermalité, soumises à une forte pression et chargées de silice, débouchaient dans la mer, où elles abandonnaient une partie de leur silice, sous l'influence de l'eau de mer. « C'est ainsi, dit A. Gaudry, que la silice des silex de la craie a été déposée[3] ».

3. *La silice est d'origine éruptive.* — De Luc nous apprend, en 1791, que des naturalistes ont attribué à l'action du feu la transformation partielle des craies en « pierre à feu ». « Ce qui a pu faire illusion à cet égard, écrit-il, est que la plus grande abondance des *pierres à feu* se trouve dans l'intervalle des couches de la craie, où leurs masses, en gâteaux à jour, ressemblent assez à des ruisseaux entrecoupés de substances fondues[4] ».

4. *La silice procède d'une boue siliceuse très fine dont les éléments sont transportés et concentrés par voie mécanique.* — Préexistant aux rognons et lits, les éléments viennent d'ailleurs, empruntés à une boue siliceuse, et rassemblés dans un dépôt calcaire en voie de formation, à l'état de petits amas et lits. Cette explication due à M. Penrose[5], etc., ne supporte pas l'examen, quand on connaît les silex, les silexites, etc.

Règle générale, les auteurs qui ont étudié les silex se sont déclarés partisans d'une origine à l'exclusion des autres. Mais il s'en est trouvé, comme Ch. Lyell, pour faire appel à deux ou trois sources distinctes : des Éponges « et autres zoophytes à squelette siliceux » fourniraient une partie de la silice;

[1] F. W. Clarke, The Data of Geochemistry, 4e Ed. (*Un. St. Geol. Surv., Bull.* 695, 1920, p. 114 et 115).

[2] Sir John Murray, *Scott. Geogr. Mag.*, vol. II, 1887, p. 65.

[3] A. Gaudry, *op. cit.*, p. 11.

[4] De Luc, *op. cit.*, p. 176.

[5] R. A. F. Penrose, *in* W. A. Tarr, *op. cit.*, p. 412.

l'eau de mer et, en dernière analyse, la décomposition des roches feldspathiques, interviendraient également; enfin, des eaux chaudes, amenées par des sources sur le fond de la mer et refroidies, pourraient abandonner de la silice[1].

Quant à la fixation de la silice d'origine minérale, elle se ferait par les processus indiqués pour les silexites (p. 550) et par d'autres encore sur lesquels il n'est pas utile d'insister ici. Constant Prévost[2] professait à ce sujet une opinion qu'on retrouve dans les « Recherches de géologie théorique » de H. de La Bèche. Cet auteur note que, d'après Babbage, le mode de formation de la craie à silex peut s'expliquer à la lumière de ce qui se passe lorsqu'on abandonne pendant un certain temps un mélange homogène de silex finement broyé et d'argile. En ce cas, il se produit, d'après de La Bèche, un départ de molécules dont le résultat est la concentration de la silice en grumeaux et agrégats, qui seraient, au mélange artificiel de silice et d'argile, ce que les silex sont à la boue crayeuse. Il ne peut plus être question aujourd'hui d'expliquer par un semblable processus la concentration de la silice en silex.

Origine organique. — Avec la question de l'origine organique se pose pour la première fois celle des agents chargés de transformer la silice minérale en une silice beaucoup plus soluble et plus apte à la concentration en milieu calcaire. Dans cet ordre d'idées, l'origine première cesse d'être en cause.

Dès le XVIII^e^ siècle, les organismes ont été mis à contribution pour expliquer la formation des silex. A la vérité, on leur a fait jouer des rôles très divers, tantôt passifs et tantôt actifs.

Il fut un temps où tous les silex étaient considérés comme d'anciennes Éponges pétrifiées. Cette sorte de lien entre les organismes et les silex fut signalé par des naturalistes du XVIII^e^ siècle. Déjà, en 1775, Dolomieu note qu'on aurait tenté de prouver que le silex avait toujours pour base un corps marin[3]. Quelques années plus tard, en 1782, l'abbé Bacheley reconnaît d'an-

[1] Ch. Lyell, Manuel de Géologie élémentaire, 5^e^ Ed., t. I, 1856, p. 381-382.

[2] Constant Prévost, Sur l'origine des silex de la craie et des meulières (*B. S. G. Fr.*, 2^e^ S. t. II, 1845, p. 223).

[3] Déodat Dolomieu, Lettre à M. le Duc de La Rochefoucauld, 1775. Sa correspondance, etc., par A. Lacroix, t. I, 1921, p. 67.

ciens Madrépores (Éponges) dans des silex de la région de Rouen et du pays d'Auge[1].

Au siècle dernier, de nombreux auteurs sont partisans, à quelques nuances près, du même processus de formation. Buckland[2] (1817), Mantell[3] (1839), Bowerbank[4] (1841), etc., font ressortir le rôle des corps organisés, et notamment des Éponges, servant de centres d'attraction pour la silice en solution dans l'eau.

La même opinion revient constamment, mais avec une nuance d'importance. Tantôt, en effet, le silex se résout en un Spongiaire; tantôt, le silex se décompose en une Éponge et une certaine quantité de silice qu'elle a attirée. On sait aujourd'hui qu'une foule de silex cénomaniens, par exemple, se confondent avec des Spongiaires siliceux et silicifiés, mais tel n'est pas le cas général, si l'on envisage l'ensemble des dépôts à silex.

Avec Ehrenberg que l'on considère, à bon droit, comme l'auteur d'une observation capitale en la matière, la question est engagée dans une voie nouvelle. En fait, le raisonnement tout autant que l'observation ont guidé cet éminent micrographe. Il y a, observe Ehrenberg, en 1838, d'un côté, entre la présence des marnes à infusoires siliceux dans la craie du Sud, et, d'un autre côté, la présence des silex pyromaques dans la craie du Nord, coïncidant avec l'absence des marnes à infusoires siliceux, une relation qui met sur la voie d'expliquer le phénomène singulier des silex pyromaques de la craie, et fait présumer qu'ils doivent leur existence à la transformation de la silice dissoute des Infusoires en silex compacts[5].

C'est par un raisonnement comparable que H. C. Sorby, en 1880, faisait intervenir les organismes dans la formation des silex. Aux craies à silex dépourvues d'organismes siliceux, il opposait les vases de nos océans, renfermant des organismes siliceux, alors qu'elles manquent de nodules, pour con-

[1] L'abbé Bachelet, Nouvelles observations lithologiques (*Journ. Phys.*, t. XXI, 1782, p. 93).

[2] W. Buckland, Description of the Paramoudra, a singular fossil Body that is found in the Chalk of the North of Ireland; with some general Observations upon Flint in Chalk, tending to illustrate the History of their Formation (*Trans. Geol. Soc. of London*, vol. IV, 1817, p. 413-424).

[3] J. A. Mantell, The Wonders of Geology, t. I, 1839, p. 301.

[4] J. S. Bowerbank, On the siliceous Bodies of the Chalk, Greensands, and Oolites (*Trans. Geol. Soc. of London*, vol. VI, 1841, p. 181-194, 2 pl.).

[5] C. G. Ehrenberg, Ueber die Bildung der Kreidefelsen und Kreidemergels durch unsichtbare Organismen (*Abh. d. k. Ak. Wiss. zu Berlin*, 1838, p. 81).

clure que c'est aux organismes siliceux que les silex sont redevables de leur silice[1].

Le premier, Ehrenberg, fit des sections de silex et y démontra l'existence de spicules, de Foraminifères, etc. L'observation fut immédiatement généralisée, grâce à Bowerbank[2] qui, passant en revue une foule de silex, réduits en plaques minces, reconnut dans tous la présence de spicules. D'où la conclusion que les silex dérivent d'Éponges. C'est sans doute ce qui fait dire à Ch. Lyell, en 1839 : « Les parties des silex de la craie dans lesquelles on ne retrouve aucune trace de structure organique peuvent néanmoins avoir constitué une multitude d'animalcules microscopiques[3] ». En 1850, Marcel de Serres précisait, en écrivant : « Il ne serait pas impossible que dans la craie formée par des infusoires, la silice des silex de la craie provînt des débris de ces mêmes infusoires. On peut d'autant plus le supposer que ces infiniment petits composent les rognons dont la craie est remplie[4] ».

Bowerbank[5] considérait l'intervention des Spongiaires comme tellement indispensable que dans le cas des silex en veines, il supposait que ces organismes, vivant en place, sur le bord de fentes au fond de la mer, avaient fini par se rejoindre. Lorsque les veines de silex sont en quelque sorte dédoublées par la présence d'une lame de craie, il se représentait également « les éponges comme vivant en place, des deux côtés d'une crevasse, et frappées d'arrêt de développement avant de se réunir ».

Vers 1880, la question a fait l'objet d'importants travaux en Angleterre, aboutissant à un état de connaissances qui ne s'est point modifié jusqu'à nos jours. Leurs auteurs, W. Thomson[6], et surtout Wallich[7], W. J. Sollas[8], etc.,

[1] H. C. Sorby, *in* Wallich, A Contribution to the physical History of the cretaceous Flints. Discussion (*Q. J. G. S.*, t. XXXVI, 1880, p. 91).

[2] J. S. Bowerbank, *op. cit.*, p. 184.

[3] Ch. Lyell, Eléments de géologie, 1839.

[4] Marcel de Serres, De l'origine des silex de la craie (*Soc. linn. de Bordeaux*, t. XVI, 1849, p. 142).

[5] J. S. Bowerbank, *op. cit.*, p. 185.

[6] W. Thomson, On the Depths of the Sea (*Journ. of the Roy. Dublin Soc.*, vol. V, 1866-1870, p. 316-326).

[7] Wallich, A Contribution to the physical History of the cretaceous Flints (*Q. J. G. S.*, vol. XXXVI, 1880, p. 68-92).

Ibid., Supplementary Notes on the Flints and the lithological Identity of the Chalk and recent Deposits in the Ocean (*Ann. and Mag. of Nat. Hist.*, 5e S., vol. VII, 1881, p. 46-59).

[8] W. J. Sollas, On the Flints Nodules of the Trimmingham Chalk (*Ann. and Mag. of Nat. Hist.*, 5e S., vol. VI, 1880, p. 384-395 et p. 437-460).

se prononcèrent également pour l'origine organique des silex, sauf à dire que la totalité des organismes à squelette siliceux et, au tout premier rang, les Spongiaires, sont considérés comme les organismes générateurs de cette silice. C'est l'idée qui prévaut aujourd'hui et qui s'accorde le mieux avec ce que l'on sait.

Nous verrons bientôt qu'on a également assigné aux Spongiaires un rôle qui, bien que passif, aurait été considérable dans l'histoire des silex.

Pour l'instant, retenons une seule idée directrice pour en faire le point de départ de notre synthèse : *Les organismes siliceux et spécialement les Spongiaires ont été la source immédiate de la silice des silex* [1].

Dans les pages qui vont suivre, je ferai plus d'un emprunt à l'étude que M. W. J. Sollas a publiée, en 1880, sur les nodules des silex de la craie de Trimmingham, où la question des silex a été envisagée sous toutes ses faces par un esprit remarquablement informé.

Les spicules d'Éponges, source de silice pour les silex. — A l'exemple de mes devanciers, je prendrai uniquement en considération les débris de Spongiaires, par la raison que leur intervention a été pour le moins très prépondérante et que le rôle des Radiolaires et Diatomées, sans être négligeable, reste indéfini, principalement en ce qui concerne les Radiolaires.

Dans son étude des silex de la craie de Trimmingham, M. W. J. Sollas a signalé l'absence totale de « spicules de la chair » qui sont les plus sensibles de tous aux agents dissolvants, alors que la constitution de la faune de Spongiaires, représentée par une extrême variété de spicules, en implique la présence en proportion très élevée. De la même constatation faite dans la craie de France, je conclus qu'une foule de spicules ont disparu sans laisser la moindre trace de leur existence. Il n'en peut être ainsi que si ces spicules ont été détruits de très bonne heure, voire même sur le fond de la mer. Cette déduc-

[1] Plusieurs auteurs français, en tête desquels il faut citer Turpin, ont attribué la formation des silex à la matière organique connue sous le nom de *barégine*, c'est-à-dire à des algues qui dans les eaux thermales emprisonnent souvent une foule de Diatomées. « Je ne balance pas, écrivait Turpin, en 1837, à regarder la Barégine comme la source permanente chargée de perpétuer la séparation des couches calcaires par des couches siliceuses ». L'idée ne mérite plus qu'on s'y arrête.

tion s'harmonise à merveille avec l'existence de spicules corrodés, au canal élargi, signalés dans les mers actuelles. Bref, lorsque dans un horizon donné le degré de fréquence des spicules plus ou moins détruits ne suffit pas pour expliquer l'origine de la masse de la silice des silex, il se peut que le déficit corresponde aux spicules anéantis assez tôt pour ne laisser aucun témoin de leur présence [1].

Après avoir passé en revue un grand nombre de formations à silex, je suis tenté de croire que dans tous les cas, les silex, si nombreux soient-ils, sont redevables de la totalité de leur silice aux restes siliceux incorporés aux sédiments à l'époque même de leur dépôt. S'il en est ainsi, il faut admettre que, dans les craies très riches en silex, la proportion de spicules abandonnés sur le fond de la mer était extrêmement élevée, quelle que fût la participation des Radiolaires et Diatomées. Dans le cas des horizons de craie des falaises de la Manche formées pour un quart à un tiers de silex, et du calcaire carbonifère tournaisien de Comblain-au-Pont (Belgique) où les silexites interviennent dans la proportion de un tiers à la moitié de la masse totale, le rôle dévolu aux spicules sur le fond de la mer n'est rien moins que formidable.

M. W. J. Sollas a calculé que la quantité de silice réunie dans une Éponge donnée servirait à former environ 1 3 p. 100 d'un silex de même volume, si bien qu'une Éponge ayant un volume de 58^{cm3} peut fournir 14 grammes de silice, c'est-à-dire la quantité contenue dans 1^{m3} d'eau de mer [2]. Étant donnée l'abondance des silex dans la craie, il en résulte que le fond de la mer devait abriter des légions de Spongiaires. Cela donne à penser qu'aux époques de formation des gaizes et des spongolithes la faune de Spongiaires devait être d'une richesse incomparable. On ne doit pas s'étonner que dans ces conditions on ait fait jouer un rôle capital dans la formation des silex à la masse formidable de matière organique qui leur correspond.

Les dépôts actuels, dans lesquels les spicules d'Éponges paraissent jouer un moindre rôle qu'à l'époque de la craie, renferment accidentellement des

[1] W. J. Sollas, A Contribution to the History of Flints (*The Scient. Roy. Soc. of Dublin*, vol. IV. 1887, p. 3).

[2] *Ibid.*, The Age of the Earth, 1905, p. 156.

accumulations de spicules susceptibles de fournir la matière de véritables bancs de silex. Par exemple, le professeur Damas, de l'Université de Liège, a observé au cours de dragages effectués dans l'Océan Atlantique des amas lenticulaires de plusieurs décimètres d'épaisseur, composés de spicules d'Éponges siliceuses, isolés en pleine vase à Globigérines.

Qu'il s'agisse des silex, des silexites ou des chailles, la présence des spicules est constante, aussi bien dans les roches-mères que dans les accidents siliceux, et nous avons appris chemin faisant, qu'ils peuvent y figurer en grand nombre. De plus, les débris disséminés dans les roches-mères prouvent, d'une façon ou d'une autre, qu'ils ont libéré de la silice. Ce sont des spicules corrodés, des spicules totalement dissous dont la place est marquée par des vides, et, ce qui revient au même, des spicules calcifiés. En toute hypothèse, il y a, de ce chef, une grande masse de silice libérée et disponible. Les silex résulteraient de la concentration *in situ* de la silice ainsi mise en liberté par la destruction partielle ou totale de spicules.

Lorsqu'on fixe dans la mesure du possible les rapports entre la masse de silice représentée à l'origine par les spicules d'une craie et la masse de silice correspondant aux silex de la même craie, on observe ou non des différences plus ou moins grandes. D'une étude très intéressante de ce problème, A. J. Jukes-Browne a conclu qu'il n'y a aucune relation définie entre l'existence des silex et la présence ou l'absence de silice soluble dans la craie considérée[1]. C'est ainsi que des craies riches en spicules calcifiés (Lower et Upper Chalk d'Angleterre) ne renferment pas de silex. De mon côté, j'ai conclu en 1897 : « Dans le Bassin de Paris, la masse de silice représentée par les silex d'une craie est généralement — mais pas toujours — en relation étroite avec le nombre et le volume des spicules calcifiés inclus dans cette craie[2] ». Cette formule reste à nos yeux l'expression de la vérité. Veut-on nuancer la question, qu'il faut distinguer de multiples cas :

A. Toute la silice des spicules paraît avoir été libérée, et convertie en silex *in situ*.

[1] A. J. Jukes-Browne, The Amount of disseminated Silica in Chalk considered in Relation to Flints (*Geol. Mag.*, N. S., Dec. III, vol. X, 1893, p. 545).

[2] L. Cayeux, Contribution, etc., p. 441.

B. Des spicules sont restés siliceux, ou sont devenus glauconieux, alors que les autres sont calcifiés. Ici, comme là, tout se passe comme si les silex avaient absorbé la totalité de la silice mise en liberté.

C. De même que dans les craies signalées par A. J. Jukes-Browne, la silice fournie par les spicules aujourd'hui calcifiés a émigré en tout ou partie, et il y a peu ou point de silex.

D. Il y a disproportion marquée entre la silice libérée et la silice revêtant la forme de silex, et il semble nécessaire de faire intervenir un important supplément de silice pour rendre compte de la formation de la totalité des silex, supplément qui peut correspondre, dans certains cas tout au moins, à la silice des « spicules de la chair ».

E. Des craies très riches en silice organique (Ex. craie à *I. labiatus* de Château-du-Loir, et placées, à ce point de vue, dans des conditions exceptionnellement favorables à la genèse des silex, n'en renferment qu'un très petit nombre. Des spicules, les uns sont restés siliceux; les autres, en grand nombre, sont calcifiés. Mais la silice mise en liberté, au lieu de se ramasser en nodules, s'est répartie dans toute la masse du sédiment sous forme de menus globules libres ou soudés. Peut-être le défaut de concentration s'explique-t-il, comme je l'ai supposé autrefois, par la multitude de spicules restés siliceux, jouant le rôle de centres d'attraction et faisant obstacle à la ségrégation de la silice. Un enseignement intéressant en découle, à savoir que la *rareté ou l'absence de silex dans une craie ne fournissent aucune indication sur la part prise par les Spongiaires à la formation de cette craie.*

F. Il n'y a pas de silex dans les craies sans spicules.

Quant à la silice qui a parfois émigré de la craie dont elle dérive (C), il est impossible de la suivre dès qu'elle a quitté son milieu générateur. Prend-elle part à la formation de silex à un niveau inférieur, et y a-t-il des cas où la totalité de la silice représentée par des silex est supérieure à celle qui résulte de la dissolution des spicules de cette craie? Je n'ai pas la moindre lumière à cet égard. Si la genèse des silex est un phénomène sous-marin, il se peut que de la silice ait été entraînée par diffusion bien loin de son point de départ.

Concentration des spicules sur le fond de la mer. — Ici se pose

une question qui a retenu l'attention de plusieurs savants anglais. L'énorme accumulation de spicules qu'il faut supposer résulte-t-elle de toute une série de générations de Spongiaires vivant sur le fond, ou, au contraire, n'y a-t-il pas déplacement et concentration des spicules? Ch. Lyell, après avoir observé l'ordonnance remarquable des alignements de silex, fait intervenir l'action périodique de courants pour concentrer la silice [1].

Wallich [2] aboutit au même résultat en faisant correspondre la stratification des silex aux lits successifs d'Éponges.

M. W. J. Sollas a envisagé les deux conjectures et noté que la collection des formes de spicules dans un silex de Trimmingham ne diffère pas de celle d'un autre, parenté qui peut être interprétée de plusieurs façons, mais qui me paraît plutôt favorable à l'idée d'un brassage des éléments. De ce que les différents spicules sont confusément associés, les gros avec les petits, sans aucune tendance à se séparer en accumulations distinctes, il croit, de préférence, à l'existence de lits d'Éponges, où de nombreux individus se développaient, génération après génération. Beaucoup de ces Éponges vivaient en parasites les unes sur les autres; plusieurs avaient un support commun, comme à l'heure actuelle, où l'on peut observer sept espèces de Spongiaires sur un petit fragment de *Lophohelia*, ayant moins d'un pouce carré. C'est ainsi qu'après la mort d'Éponges associées de la sorte, des spicules de types très variés se trouvent réunis en un même point dans un dépôt [3]. L'auteur n'en rejette pas pour cela l'intervention des courants. Il rappelle que les spicules associés dans la craie de Trimmingham correspondaient à des profondeurs de 100 à 400 brasses (183^{m}–731^{m}). Or, Carter a établi que des courants peuvent agir sur des spicules d'Éponges et leur faire subir un déplacement considérable à de plus grandes profondeurs. Des dragages du Porcupine ont signalé l'existence d'un lit de spicules d'Éponges à 632 brasses (1155^{m}8) [à environ 100 milles au Nord de la Butte de Saint-Louis, station n° 37], réunissant beaucoup d'espèces et des éléments usés et arrondis comme de petits galets sous l'influence de courants [4].

A cet égard, l'étude systématique de la craie du Bassin de Paris permet de

[1] Ch. Lyell, Manuel de géologie élémentaire, 5e Éd., 1856, p. 382.

[2] Wallich, A contribution to the physical History of the cretaceous Flints (*Q. J. G. S.*, vol. XXXVI, 1880, p. 68-93).

[3] W. J. Sollas, *op. cit.*, p. 442 et 443.

[4] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 441.

conclure avec certitude que les spicules ont été pour le moins remaniés. Tantôt, ils sont disséminés dans toute la masse de la craie et nullement rassemblés en lits correspondant à l'emplacement d'Éponges ayant vécu sur place. Tantôt, il s'est fait une véritable préparation mécanique qui les a plus ou moins groupés. Dans tous les cas, les spicules en question gisent en tous sens, et ce qui est beaucoup plus décisif, ils sont incomplets, brisés, sans que les débris d'un même élément se retrouvent dans le même fragment de craie.

Ce qui est vrai pour les silex de la craie ne l'est pas moins pour les chailles et pour les silexites. Les calcaires à chailles avec leurs innombrables spicules globuleux, répartis avec une grande uniformité dans la masse entière du dépôt, en présence d'un nombre plutôt restreint de spicules du squelette ne témoignent-ils pas, eux aussi, d'une dispersion en même temps que d'un classement des matériaux sous l'empire d'actions mécaniques?

Il va de soi que ces considérations laissent hors de cause les groupements de spicules correspondant aux Spongiaires conservés, comme il en existe, non seulement dans la craie cénomanienne, mais dans certaines craies sénoniennes, etc.

Ma conclusion est donc que la distribution et l'état de conservation des spicules sont l'œuvre de courants. Si nous ne savions déjà par l'étude micrographique de la craie que l'existence de ces courants est amplement démontrée, il suffirait d'étudier la stratigraphie des craies à silex des environs de Saint-Valéry-en-Caux, de Fécamp et surtout d'Étretat, pour acquérir la preuve de leur intervention, sous la forme des niveaux durcis signalés par Ed. Hébert, d'érosions sous-marines et de remaniements. *Nulle part, les indices de ruptures d'équilibre ne sont aussi fréquentes dans le Bassin de Paris et, nulle part, les silex ne sont accumulés en proportion aussi élevée.*

Mécanisme de la formation des silex.

Le plus difficile dans le problème des silex est de suivre la silice dans les deux phases essentielles de leur genèse, la mise en solution de la silice, d'une part, sa précipitation et sa concentration, d'autre part.

Dissolution de la silice des spicules. — Les faits acquis, en ce qui touche la dissolution des spicules sur le fond des mers actuelles, se réduisent à un petit nombre.

1. MM. W. J. Sollas et Thoulet ont reconnu que les spicules d'Éponges vivantes sont très attaquables par divers agents chimiques ayant une action sur la silice amorphe. Par là, ils remplissent toutes les conditions requises pour être facilement dissous après la mort des Spongiaires [1-2].

2. Les spicules qui tombent sur le fond de la mer sont immédiatement attaqués. En étudiant des spicules recueillis à d'assez grandes profondeurs, Carter [3] observa, dès 1880, qu'ils présentaient des traces manifestes de corrosion à la surface et d'élargissement du canal. Une observation analogue a été faite par F. E. Schulze [4], sur les spicules d'*Hexactinellidæ*, dragués par le *Challenger*, dont le canal est toujours plus ou moins élargi. L'étude d'un sable vert originaire de l'Agulhas Bank, dragué à 110 brasses (201^{m}), que je dois à Sir John Murray, m'a permis d'observer des faits de même nature, et notamment l'existence de spicules au canal tellement élargi qu'il occupe presque la moitié du diamètre total.

3. Tous les spicules fossiles restés siliceux ont pour le moins subi un commencement de corrosion, accompagné d'élargissement du canal à un degré souvent très élevé; de plus, une infinité d'individus ont été totalement dissous (spicules représentés par des vides, spicules calcifiés, etc.). Bowerbank est, je crois, le premier, qui ait insisté sur l'aspect rongé de la surface des spicules fossiles. Il note, en 1849, que toutes les fois qu'il a trouvé des spicules d'Éponges conservés, ils ont témoigné d'une corrosion très marquée à la surface, comme s'ils étaient beaucoup plus sensibles à l'action des solvants auxquels ils ont été exposés qu'à l'affinité chimique des molécules de même nature en solution [5].

[1] W. J. Sollas, Report on the *Tetractinellida* (*Voyage of H. M. S. Challenger*, Zoology, vol. XXV, 1888, p. XLVIII).

[2] J. Thoulet, Sur les spicules siliceux d'Éponges vivantes (*C. R. Ac. Sc.*, t. XCVIII, 1884, p. 1001).

[3] H. J. Carter, *in* W. J. Sollas, *op. cit.*, p. 444.

[4] F. E. Schulze, Report on the *Hexactinellida* (*Voyage of H. M. S. Challenger*, Zoology, vol. XXI, 1887, p. 26 et 27).

[5] J. S. Bowerbank, On a siliceous Zoophyte, *Alcyonites parasiticum* (*Q. J. G. S.*, vol. L, 1849, p. 327-328).

Dans le même ordre d'idées, des spicules plus ou moins glauconieux des formations sédimentaires anciennes méritent de fixer l'attention. La glauconie est, avant tout, un minéral contemporain de la sédimentation. Or, elle injecte quantité de canaux très élargis, et cet élargissement n'est possible que par une élimination partielle de la silice dont une fraction seulement est fixée par la glauconie. Le phénomène développé en grand, comme il l'est parfois, est synonyme de mise en liberté d'une importante quantité de silice sur le fond de la mer.

4. Grâce à J. Murray et Irvine, on possède une donnée de plus en la matière. Ces auteurs ont, en effet, démontré que l'eau de mer, agissant sur des boues composées de restes organiques calcaires et siliceux, met de la silice en liberté[1]. Voilà, enfin, un fait d'expérience lequel laisse entrevoir une solution plutôt simple de la question à l'étude.

La preuve est donc faite que les spicules d'Éponges sont très attaquables et qu'ils représentent, de ce chef, une source de silice extrêmement importante pour l'élaboration des silex. Reste à savoir comment cette silice est mise en solution, puis précipitée. Avec cette partie du problème, nous entrons dans le domaine de l'hypothèse, bien que nous ayons des données positives comme point de départ.

Au fond, les différentes explications données, depuis longtemps, du phénomène de dissolution des spicules exploitent, pour la plupart, une idée directrice fort ancienne : la silice jouit de la propriété de se combiner, soit avec des substances organiques, telles que l'albumine et la gélatine pour engendrer des silicates instables (Graham), soit avec des acides créniques fournis par la décomposition des matières organiques (Bischof). Dans le premier cas, c'est la matière protoplasmique qui se combine directement à la silice, alors que, dans le second, ce sont les produits de décomposition de la matière animale. En tout état de cause, les composés ainsi élaborés se détruisent plus tard et finalement la silice se concentre et donne naissance aux silex.

Dès 1849, Bowerbank considérait le pouvoir attractif de la matière orga-

[1] J. Murray and R. Irvine, On Silica and the siliceous Remains of Organisms in modern Seas (*Proc. Roy. Soc. of Edinburgh*, vol. XVIII, 1890-91, p. 229-251).

nique pour la silice comme un des grands agents de la nature, en ce qui concerne la consolidation de la silice soluble, libérée et dispersée à travers l'Océan par la décomposition graduelle des masses minérales complexes qui forment la croûte terrestre[1].

Trois auteurs, A. Julien, Wallich et M. W. J. Sollas, sont plus particulièrement connus pour le grand rôle qu'ils ont fait jouer à la matière organique dans la genèse des silex. S'inspirant de l'observation de Bischof, A. Julien a fait de la décomposition sous-marine des matières organiques le point de départ de la dissolution des spicules. Les substances gélatineuses ou colloïdes, ressemblant à la glairine, et résultant de la décomposition des parties molles des animaux et végétaux, se dissolvent dans l'eau de mer, se combinent avec la silice et finalement la concentrent[2].

Pour Wallich, l'agent fixateur de la silice des Éponges n'est autre que le soi-disant protoplasma (*Bathybius*) tapissant le fond des mers, que des sondages récents en eau profonde venaient de signaler au monde savant. Appliquant les vues de Graham, il admet que la silice des Éponges se combine avec la matière protoplasmique pour engendrer des silicates organiques qui, par décomposition, abandonnent leur silice[3].

M. W. J. Sollas, qui s'est arrêté longuement à l'étude du phénomène, suppose qu'après la mort des Spongiaires, l'acide silicique des spicules se combine avec la matière organique des tissus et donne naissance à un produit soluble, appelé à se décomposer plus tard en carbone, hydrogène, etc., et silice. Il suppose, en outre, que le silicate de soude, susceptible de figurer dans l'eau de mer, se décompose sous l'influence de l'acide carbonique, dégagé de la matière organique en décomposition, en donnant naissance à du carbonate de soude et à de la silice libre. Comme on le voit, pour M. W. J. Sollas, les spicules d'Éponges ne représentent pas la seule source mise à contribution. Il admet, d'ailleurs, que l'action de l'eau chargée d'acide carbonique sur des grains de sable suffirait pour expliquer des phénomènes de silicification intense, comme ceux qui ont abouti à la formation des belles

[1] J. S. Bowerbank, *op. cit.*, p. 329.

[2] A. A. Julien, On the geological Action of Humus Acids (*Proc. Amer. Ass. Adv. Science*, vol. XXVIII, p. 396).

[3] Wallich, A Contribution to the physical History of the cretaceous Flints (*Q. J. G. S.*, vol. XXXVI, 1880, p. 79).

coquilles silicifiées de Blackdown et que l'eau de mer aidée de la pression peut dissoudre de la silice[1].

En résumé, dans la conception de M. W. J. Sollas, comme dans celle de Julien et de Wallich, il y a un fait non sujet à discussion, la combinaison possible de la silice des organismes siliceux et des matières organiques incorporées aux sédiments, et une hypothèse, la réalité de cette combinaison, nullement démontrée en ce qui touche la genèse des silex. De grandes probabilités militent en faveur de l'idée que les matières organiques sont par excellence l'intermédiaire entre les Spongiaires et les silex, mais tout bien pesé, la question des accidents siliceux en milieu calcaire, envisagée à ce point de vue, n'a pas réalisé le plus petit progrès depuis Graham et Bischof. Il en sera ainsi aussi longtemps qu'on ne fera pas appel à l'expérience. C'est le moment de rappeler que, dans le cas des silex composés analysés plus haut (p. 485), il est démontré qu'un silex typique peut se former en l'absence de matière organique.

Si l'on tient compte des principales opinions émises en la matière, *une forte pression, la présence d'une matière organique abondante et de l'eau de mer fortement chargée d'acide carbonique* apparaissent comme trois facteurs essentiels du problème à résoudre. Rien n'autorise à dire que ce sont les seuls en jeu, mais rien ne fait supposer non plus qu'il soit nécessaire de faire appel à d'autres.

Observons, sans plus tarder, que le problème de la mise en solution de la silice change dans ses données essentielles selon l'époque de formation des silex, par rapport à celle de la roche-mère. Se confond-elle ou à peu près avec la sédimentation, la matière organique peut jouer un rôle important. Date-t-elle de l'émersion de la craie, comme on le soutient parfois, les facteurs en jeu ne sont plus les mêmes et la matière organique est hors de cause. Nous verrons par la suite que la première alternative s'impose pour se conformer aux faits. Dans ces conditions, les Eponges interviennent avec leur matière organique et les spicules formés de feuillets siliceux séparés par

[1] L'idée a été professée par d'anciens auteurs. A. Gaudry écrivait en 1852 : « La faculté dissolvante des mers a pu être augmentée par la présence des alcalis... Elle a pu être augmentée aussi par une chaleur et une pression plus fortes. » (*Op. cit.*, p. 9.)

des feuillets de matière organique portent en eux-mêmes un germe d'instabilité.

Précipitation de la silice. — Sur la précipitation de la silice des solutions, élaborées dans les conditions qui viennent d'être passées en revue, on peut dire que nous ne savons rien de positif, parce que le phénomène relève de l'expérience, et nullement de l'observation et du raisonnement, et qu'on n'a demandé aucune lumière à l'expérimentation. Dans ce domaine, comme dans le précédent, la question change selon que les silex prennent naissance tôt ou tard par rapport au dépôt de la craie. Les deux cas ont été envisagés.

Admettant que la précipitation se fait sur le fond de la mer, M. W. J. Sollas se trouve en présence d'une difficulté, d'où l'on a tiré objection. *A priori,* il est difficile de concevoir la précipitation de la silice dans le sédiment même où la solution s'est élaborée. Pour M. W. J. Sollas l'argument n'est pas sans réplique. Et d'abord, il ne s'agit pas, à proprement parler, d'un phénomène réversible, car la silice des spicules est de la *silice organique,* alors que la silice précipitée est de la *silice minérale.* Les deux variétés étant différentes, l'objection perd évidemment de sa gravité. Mais il y a plus. En réalité, la précipitation ne se fait pas au point même où se produit la dissolution, attendu que les spicules des silex sont intacts, et que c'est invariablement en dehors de la masse crayeuse convertie en silex, que les spicules sont dissous ou calcifiés. Cela suffit, croyons-nous, pour que l'objection ne porte pas du tout. La vérité est que *la dissolution et la précipitation se font dans le même milieu, mais en des points distincts.*

En outre, il n'est pas certain, remarque M. W. J. Sollas, que les deux opérations se fassent dans le même temps, c'est-à-dire dans des conditions de milieu comparables ou identiques. A ce sujet, l'auteur émet l'hypothèse de changements consécutifs aux soulèvements du fond de la mer, chacun d'eux entraînant une diminution de pression et la précipitation de la silice. En conséquence, autant d'horizons de silex, autant d'exhaussements, et, partant, de diminutions de pression. J'aurai bientôt à revenir sur ce sujet qui a fait l'objet d'une série de travaux. Certes, les ruptures d'équilibre ont été nombreuses a certains moments sur le fond de la mer crétacée, et leur influence sur le développement et la distribution des silex est manifeste, mais l'instabilité du milieu ne paraît pas avoir revêtu le degré de fréquence réclamé par la con-

ception, si l'on envisage la totalité des craies turoniennes et sénoniennes et l'ensemble du Bassin de Paris. La relation entre les deux choses est l'évidence même pour certains niveaux, alors qu'elle est purement hypothétique pour la majeure partie des silex. Et puis, les silex ont continué à se développer aux périodes d'approfondissement, pendant le Sénonien, alors qu'une tendance à l'émersion, comme au Turonien supérieur, paraît être la condition favorable. Enfin, et surtout, une explication générale, convenant aussi bien aux silexites du calcaire carbonifère qu'aux chailles oxfordiennes, est nécessaire. En attendant que soient mieux connus le calcaire carbonifère et le calcaire à chailles, rien ne permet de conclure à d'incessantes ruptures d'équilibre périodiques, entraînant chaque fois une précipitation de la silice et la formation d'accidents siliceux. Cette réserve, dictée par le désir de m'en tenir aux faits d'observation, ne m'empêche pas d'admettre que des ruptures aussi fréquemment répétées ne me paraissent pas impossibles, en raison de la très faible profondeur des eaux, aussi bien à l'époque de la craie qu'au temps où le calcaire carbonifère a été engendré.

Au dire de A. F. Renard et C. Klement, les difficultés que soulève cette hypothèse, qu'ils tiennent pour peu probable, disparaissent, si l'on admet que le concrétionnement de la silice ne s'est pas fait sur le fond de la mer. En tout cas, cette simplification de la question ne me paraît pas du tout ressortir de leur étude des silex de la craie de Nouvelles. A leur avis, le phénomène de dissolution des spicules se produit dans le sédiment déjà déposé, sous l'influence d'un dissolvant de la silice qui n'est autre que « l'eau plus ou moins chargée de sels ou d'acides ». Cette eau, susceptible de dissoudre de la silice, même si elle est déjà saturée de bicarbonate de chaux, rencontre des spicules, des Radiolaires ou Diatomées, sous forme de silice amorphe, et les dissout jusqu'à saturation. Bien que le phénomène se passe au sein du dépôt crayeux et non sur le fond de la mer, les auteurs n'en font pas moins jouer un grand rôle à la matière organique, alors que, semble-t-il, elle doive être éliminée depuis longtemps, du fait que la formation des accidents siliceux est tardive. Cette matière intervient, d'une part, en formant une combinaison soluble avec la silice, et, d'autre part, en donnant naissance à du carbonate d'ammonium qui peut précipiter la silice[1]. A bien considérer les choses, on peut faire à la thèse de A. F. Renard et C. Klement l'objection qu'ils ont opposée à la

[1] A. F. Renard et C. Klement, *op. cit.*, p. 34. (Extr.).

conception de M. W. J. Sollas, à savoir que la mise en solution et la précipitation se font dans le même milieu. Mais ici, comme là, les deux opérations ont lieu réellement en des points distincts. Dans les deux cas, la remarque très judicieuse de M. W. J. Sollas garde tout son prix. Pour conclure, je ne vois pas bien en quoi le problème est simplifié par l'hypothèse d'une genèse tardive, mais, par contre, j'entrevois une difficulté nouvelle en ce que l'intervention de la matière organique devient impossible.

J'appellerai bientôt l'attention sur des faits d'observation qui situeront très exactement dans le temps la formation des silex. C'est alors que se dégageront les éléments du problème et que celui-ci pourra être posé comme il convient.

La difficulté est de l'ordre même de celle que j'ai signalée en étudiant la gaize, dépôt, qui par ses innombrables spicules, est la source même de la silice qui la silicifie à un moment donné (p. 302). C'est au fond un problème qui se pose à chaque instant dans l'histoire des roches siliceuses d'origine organique et chimique, et qui revêt, dans la réalité, une très grande généralité.

Il importe de noter ici, pour ne point passer sous silence un des traits caractéristiques de beaucoup d'accidents siliceux, que la solution qui entraîne le calcaire remplacé par la silice est susceptible de se saturer sur place et d'éliminer *in situ* du carbonate de chaux, de forme plus ou moins géométrique. C'est là un phénomène très répandu, signalé précédemment dans les roches à Radiolaires, exprimé à très grande échelle dans les silexites, et très rare dans les silex de la craie. Tout se passe donc comme si le processus de précipitation et de concentration de la silice s'étendait à tous les dépôts calcaires ou calcarifères contenant de la silice organique.

Précipitation périodique de la silice des silex en cordons et en lits. — La répartition régulière des silex en cordons et lits parallèles, se répétant à des intervalles plus ou moins réguliers, a maintes fois sollicité l'attention des chercheurs, en raison du retour plus ou moins périodique des phénomènes dont elle est la conséquence. Mais comme il arrive trop souvent, la théorie a devancé l'observation, et chaque fois qu'il en est ainsi les explications courent le risque de porter à faux. J'ai rappelé dans les pages précédentes les opinions émises à cet égard par Ch. Lyell, Wallich et M. W. J. Sollas. Dans ces dernières années, M. C. W. Bul-

man[1] a donné de la répétition des concentrations de silice une interprétation fort inattendue. Cette périodicité serait d'une année! Il y avait retour régulier des saisons et leur influence se faisait sentir sur le fond de la mer crétacée. La croissance des Éponges était rapide en été, et c'est en hiver que les individus âgés mouraient. Par voie de conséquence, chaque lit de silice et l'épaisseur de craie séparant deux lits consécutifs correspondraient à une seule année. A ce compte, le dépôt des quelques centaines de mètres de craie blanche à silex serait l'œuvre d'une période n'excédant pas quelques centaines d'années, et la terre serait d'une jeunesse insoupçonnée!

Croissance périodique des organismes générateurs de la silice, destruction périodique de ces organismes par divers mécanismes, possibilité d'une intervention rythmique des courants, précipitation périodique de la silice de l'eau de mer, telles sont les principales explications mises en avant.

Quelques auteurs étrangers pensent avoir trouvé dans les travaux de Liesegang la solution cherchée. Dans son mémoire sur la diffusion[2], résumé et commenté par M. Cole[3], en 1917, Liesegang admet que l'ordonnance des silex en lignes parallèles résulte d'une précipitation rythmique d'une solution de silice diffusant à travers la craie à l'époque de son soulèvement. Sans nier l'intérêt qui s'attache aux phénomènes de diffusion en géologie, j'estime que le problème est mal posé, du moment que la formation des silex est rapportée à la phase d'émersion, et que la solution cherchée doit être demandée avant tout à une étude de la craie sur le terrain. Quant aux expériences de laboratoire dont s'est réclamé l'auteur, elles ne peuvent logiquement intervenir qu'après avoir fixé toutes les conditions du problème. Or, ces conditions ne sont pas du tout celles qui servent de point de départ à Liesegang. Il est, en effet, démontré, comme on le verra bientôt, que la presque totalité des silex étaient formés bien avant le commencement de l'émersion de la craie et que les silex, ordonnés en cordons et lits, le sont parallèlement à la stratification et non à la surface d'émersion, ainsi que l'exige la théorie. Si bien que le milieu envisagé par Liesegang n'est pas le milieu générateur des silex. La

[1] C. W. Bulman, *Science Progress*, 1916, n° 41, p. 154.

[2] R. Liesegang, Geologische Diffusionen, 1913.

[3] G. A. J. Cole, The rhythmic Deposition of Flint (*Geol. Mag.*, N. S., D. 6, vol. IV, 1917, p. 64-68).

conception en question est donc à rejeter malgré les mérites que les auteurs comme MM. Cole[1] et W. A. Richardson[2] lui reconnaissent. M. Cole a, d'ailleurs, gardé une prudente réserve en écrivant: « Il reste à voir si les observations sur le terrain ne fournissent pas quelque sérieuse objection à cette conception ». Or, elles en fournissent et de décisives. Au sujet des vérifications possibles, M. Cole écrit : « Si nous pouvions trouver des calcaires qui se soient plissés à une époque assez ancienne pour que la silicification zonaire s'y soit produite à une date plus récente, les zones de silex y seraient indépendantes des plans de stratification[3] ».

Il suffit d'observer ce qui se passe dans les falaises de la Manche pour se convaincre que la théorie est inapplicable dans l'espèce. S'il existe sur une même verticale des horizons de craie riche en silex alignés, il s'en trouve, par contre, où les silex, nullement ordonnés, affectent des dispositions infiniment capricieuses, échappant complètement à la règle. Et, par surcroît, les craies à silex ordonnés renferment souvent des rognons développés au sein des bancs de craies en dehors des alignements.

La vérification, appelée à servir d'épreuve à la conception de Liesegang, est facile à faire dans la région d'Étretat. On y peut voir quelques petites cuvettes sédimentaires, au sein d'une craie horizontale ou peu s'en faut. Dans ces bassins en miniature, des alignements de silex en cordons et lits sont eux-mêmes ordonnés en cuvettes concentriques, discordantes, soit avec de nombreux alignements horizontaux de silex, soit avec des bancs également horizontaux de craie noduleuse (p. 586, fig. 14 et 15) — et nullement en rapport avec la surface de la craie lors de son émersion. L'épreuve est donc négative.

La vérité est que *la stratification des silex est purement une question de paléo-océanographie.* Elle s'explique tout simplement par une grande concentration de Spongiaires et surtout de spicules à certains niveaux. Rappellerai-je que dans les falaises de la Manche, où les craies sénoniennes sont caractérisées par un exceptionnel développement de silex, souvent ordonnés en cordons parallèles, on constate — à certains niveaux — une liaison des plus intimes entre cette fréquence exceptionnelle et d'incessantes ruptures d'équilibre. *Tout y*

[1] G. A. J. Cole, *op. cit.*, p. 68.

[2] W. A. Richardson, The Origin of cretaceous Flint (*Geol. Mag.*, N. S., Déc. 6, vol. VI, 1919, p. 535-547, 4 fig.)

[3] G. A. J. Cole, *op. cit.*, p. 67.

trahit une instabilité de régime, poussée à l'extrême, qui a profondément marqué son empreinte sur la distribution des silex.

En définitive, la périodicité des grandes accumulations de spicules, que nous savons n'être pas la règle absolue, et l'ordonnance de beaucoup de silex en cordons d'allure rythmique se rattachent probablement à un problème plus général que celui des silex, à savoir la division en bancs, conséquence de la récurrence plus ou moins régulière d'un trouble jeté momentanément dans la sédimentation. Et quand je parle de bancs, j'ai en vue, non seulement la craie, où elle est peu ou point visible, mais d'autres dépôts comme le calcaire carbonifère avec ses rognons et ses lits siliceux, etc. Je ne ferai point alors d'hypothèse en posant en principe que ces ruptures d'équilibre, si faibles soient-elles, agissent au double point de vue mécanique et physico-chimique, et qu'elles peuvent influencer le développement et la distribution des accidents siliceux. Par malheur, dans ce vaste domaine encore inexploré, nous avons tout à apprendre.

D'ores et déjà, les faits invoqués réduisent à néant la conception toute théorique de la formation rythmique des silex, au cours de l'émersion sous l'influence des phénomènes de diffusion. S'il reste un doute à cet égard, les données nouvelles et décisives sur lesquelles je vais bientôt appeler l'attention tout spécialement ne manqueront pas de le dissiper.

La formation des silex par silicification de la craie, d'après les naturalistes du XVIII^e^ siècle. — C'est le moment de rappeler que la notion d'épigénie, qui est à la base de l'histoire des silex a été pressentie, voire même formulée, par de vieux auteurs français, longtemps avant qu'il ne fût possible d'en vérifier l'exactitude au microscope.

En 1775, Dolomieu étudiant les silex du tuffeau de la Flèche écrivait : « Il est donc sûr... que le silex du pays a pour base une pierre calcaire, et qu'il ne change de nature et n'acquiert son caractère vitrifiable que par l'addition d'une nouvelle substance qui s'infiltre dans les pores du tuffeau et qui ajoute à sa densité et à sa dureté [1] ». A la vérité, il n'est pas encore question de remplacement, et la silicification paraît se réduire au remplissage de vides.

Les « Nouvelles Observations lithologiques » de l'Abbé Bacheley sont particulièrement intéressantes à cet égard : « Les cailloux (silex) en grande masse,

[1] Déodat Dolomieu, *op. cit.*, p. 68.

écrit-il, et qui sont disposés par couches horizontales, ne sont autre chose que des bancs entiers de pierre calcaire qui, après avoir été pénétrés d'un certain suc vitreux... se sont convertis en silex [1] ». Il signale des échantillons « dont une partie était encore calcaire dans un bout, tandis que l'autre était en caillou (silex) [2] ». Et il ajoute : « Je dis que de quelque nature que puissent être les sucs lapidifiques qui ont donné l'origine aux cristaux de roche, aux calcédoines, etc., c'est exactement la même matière qui a aussi transformé les Madrépores (Spongiaires) et autres substances calcaires en silex [3] ».

L'idée de substitution lente, molécule à molécule, est également admise par de Luc qui parle de transformation de la craie en silex [4]. Elle l'est surtout par Bory de Saint-Vincent au XIX^e^ siècle, qui, après avoir combattu l'intervention des vides préexistants, écrit en 1821 : « La présence d'un plein pénétrable par l'eau *silicifère* est nécessairement indispensable, selon moi, dans une opération naturelle qu'on doit comparer à celle par laquelle les particules constituantes du bois font place aux infiltrations qui le pétrifient et l'agathisent ». Et il ajoute : « Partout l'eau doit être considérée comme le dissolvant propre à déterminer la formation des silex [5] ».

Forme des silex. — Rappeler les opinions qui ont prévalu successivement sur la forme des silex, c'est faire une grande partie de l'historique des conceptions sur leur genèse.

1. Pendant longtemps le rognon de silex fut considéré comme le produit de remplissage de vides préexistants. En conséquence, la forme même des silex reproduisait celle des vides en question. L'idée est nettement exprimée par Buffon, en 1783. Le passage suivant montre que l'éminent naturaliste s'est beaucoup plus rapproché de la vérité, en ce qui concerne la formation des silex, que bien des observateurs du XIX^e^ siècle :

« Aussi cette poussière crétacée — la boue crayeuse — était mélangée de

[1] L'abbé Bachelet, *op. cit.*, p. 81-82.

[2] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 95.

[3] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 97.

[4] De Luc, Sur les couches de craie et celles de houille et sur leurs catastrophes (*Journ. Phys.* t. XXXVIII, 1791, p. 176).

[5] Bory de Saint-Vincent, De la formation des silex stratifiés de Maestricht et des silex vagues ou amorphes du reste de la Belgique (*Voyage souterrain ou description du plateau de Saint-Pierre de Maestricht et de ses vastes cryptes*, 1821, p. 211).

parties vitreuses et silicées, lorsqu'elle a été transportée et déposée par les eaux, et après l'établissement de ces couches de craie, mêlées de parties silicées, l'eau les aura pénétrées par infiltration, se sera chargée de particules silicées, et les aura déposées entre les couches de craie, où elles se seront réunies par leur force d'affinité; elles y ont pris la forme et le volume que les cavités ou les intervalles entre les couches leur ont permis de prendre. Cette sécrétion de silex se fait dans les craies de la même manière que celle de la matière calcaire se fait dans les argiles. . . [1] »

Ces cavités sont pour Dolomieu, qui formule la même opinion que Buffon, ainsi que pour de Luc, Al. Brongniart, etc., le résultat de la destruction d'animaux marins au tissu pulpeux ou spongieux [2].

Ladite notion comptait encore des partisans à une période très avancée du XIX^e^ siècle. Constant Prévost (1845), Marcel de Serres (1850), Wyville Thomson (1872), etc., continuaient à faire déposer la silice dans des vides laissés par des organismes détruits.

2. D'autres auteurs, Werner, Parkinson, etc., supposaient qu'une certaine quantité d'air, emprisonnée dans la boue crayeuse, a donné naissance en se dégageant à des cavités irrégulières dans lesquelles la silice s'est concentrée. En 1852, A. Gaudry se faisait encore le champion d'une idée analogue en expliquant « la formation de la plupart des cavités changées plus tard en silex » par le dégagement de l'acide carbonique du bicarbonate de chaux, soluble dans l'eau et précipité sous forme de carbonate insoluble, la craie étant en grande partie, pour l'auteur, un produit de précipitation [3].

3. Pour d'autres observateurs, les cavités préexistantes peuvent être le résultat d'un phénomène de retrait. Guettard l'admettait déjà, en 1770, lorsqu'il écrivait que « des massifs de marne ou de craie, en se desséchant, ont formé des fentes horizontales » (correspondant aux lits de silex) [4]. La même idée est reprise beaucoup plus tard par Buteux (1849).

4. Dans la première explication, les organismes sont réduits à un rôle passif, mais déjà au XVIII^e^ siècle, on les fait intervenir non plus par les cavités

[1] Buffon, Histoire naturelle des minéraux, t. I, 1783, p. 203-204.
[2] A. Brongniart, Art. Silex, *in* Dictionnaire des Sciences naturelles, 1827, p. 134.
[3] A. Gaudry, *op. cit.*, p. 36.
[4] Guettard, *op. cit.*, p. 160.

qu'ils laissent après leur mort, mais en tant que *centres d'attraction*. Il s'agit tour à tour de Madrépores, de Zoophytes, d'Alcyonaires et de Spongiaires. Mais, en définitive, ce sont toujours les Spongiaires, désignés sous des noms différents, qui sont en cause. Dans l'espèce, la forme du silex n'est autre que celle du Spongiaire.

5. Le premier, si je ne me trompe, Bowerbank fait jouer à la matière organique un rôle décisif au point de vue de la morphologie des silex. A son avis, le dépôt des silex n'est pas limité par la présence des spicules — il s'agit de spicules restés groupés dans une Éponge entière — et l'extension de la matière organique de l'Éponge fixe celle du silex [1].

6. Cette explication qui fait de l'Éponge tout entière une sorte de point de ralliement de la silice, disséminée dans le dépôt, ne peut être mise en avant que pour les silex renfermant un ou plusieurs Spongiaires, jouant le rôle de nucléus. Les autres, que l'on sait en très grande majorité, n'ont pour centres d'attraction que des spicules parfois très disséminés dans une boue crayeuse. Quel est alors le facteur qui règle la forme des nodules? Différents auteurs l'ont cherché dans la matière organique. Wallich, notamment, dans son mémoire très connu sur l'histoire physique des silex de la craie, fait intervenir le fameux *Bathybius* qu'il identifie d'ailleurs au protoplasma des Éponges. Pour lui les caractères amœbiformes de beaucoup de silex reproduisent ceux de la matière protoplasmique qui attire et fixe la silice [2].

J'estime que M. W. J. Sollas a trouvé la meilleure formule qu'on ait proposée, sans qu'elle donne pour cela pleine satisfaction, lorsqu'il a écrit : « La forme des nodules indique simplement la distribution irrégulière des solutions siliceuses autour d'une couche irrégulière de spicules d'Éponges à l'époque où elles remplaçaient la craie ambiante et déposaient la silice dans ses interstices [3] ».

Faut-il se représenter la solution siliceuse, engendrant tel nodule irrégulier, comme existant dans sa totalité avant le début de la précipitation et occupant tout l'espace réservé au silex? Au contraire, les silex résultent-ils d'additions

[1] J. S. Bowerbank, On the siliceous Bodies, etc., *op. cit.*, p. 192.
[2] Wallich, A Contribution, etc., p. 68-69.
[3] W. J. Sollas, *op. cit.*, p. 459.

successives, comme le pensait déjà Buffon, en l'an VIII? Au fond, la question est singulièrement complexe.

A l'appui de la première conception, deux faits principaux peuvent être invoqués : l'absence de spicules calcifiés dans les silex et l'existence de silex à développement endogène. A une certaine distance des nodules, la roche-mère contient des spicules calcifiés dont la silice a contribué à engendrer les rognons. Si l'accroissement est progressif, d'où vient que les spicules de la roche n'aient pas été calcifiés également tout près du centre par lequel le silex a débuté? Cela fait supposer que toute la masse de craie qui va être convertie en silex se trouve placée dans des conditions spéciales puisque ses spicules ont seuls le privilège de rester intacts En outre, dans le cas des silex à développement endogène, tout se passe comme si les concrétions commençaient par fixer leurs contours, la silicification gagnant ensuite de proche en proche vers l'intérieur. Dans le même ordre d'idées, on peut invoquer la parfaite homogénéité de beaucoup de silex, faisant supposer que la solution est restée pareille à elle-même d'un bout à l'autre de la précipitation, ce qui se conçoit plus facilement si une même solution s'étend sur tout l'emplacement réservé au silex.

La conception diamétralement opposée trouve son point d'appui sur deux données qu'on peut juger tout aussi probantes que les premières. Des silex, comme les silex zonés, semblent démontrer que la composition de la solution changeait périodiquement, qu'il y avait des apports successifs autour d'un même centre, et que, par conséquent, il n'y a pas eu prise en masse, à un moment donné, d'une solution, dont l'extension dans le milieu marquait la place du futur silex. Un autre argument nous est fourni par la patine. Tout prouve que cette patine résulte d'une silicification incomplète de la craie, au moment même où les nodules sont frappés d'arrêt de développement, par épuisement de la solution siliceuse qui les a engendrés. Cette zone de passage à la craie s'explique mal, si tant est qu'elle s'explique, par la formation simultanée de toutes les parties d'un même silex. J'avoue ne pas entrevoir la solution appelée à concilier des données paraissant se réclamer de deux processus distincts, à moins d'admettre que les silex ont été formés dans des conditions qui ne sont pas toujours les mêmes.

En tout cas, résoudre le problème en disant que c'est la distribution des solutions qui explique le dessin général des rognons, c'est le résoudre par la question, car il faut alors rendre compte de l'extension des solutions dans toutes les directions pour aboutir à une explication qui en soit une. A mon

sens, la morphologie des silex a sa raison d'être dans l'existence d'un ou plusieurs centres d'attraction. Un rognon a-t-il pour point de départ un nid de spicules que le hasard, ou ce que nous considérons comme tel, a choisi pour nucléus, il en résulte une concrétion plus ou moins globuleuse. Un nodule résulte-t-il d'une série de centres d'attraction, chacun d'eux a son rayon d'action et le résultat est un silex irrégulier, et qui l'est d'autant plus que les centres d'influence sont plus irrégulièrement distribués. Cela revient à dire que la forme des silex en rognons est réglée par la distribution des spicules dans le milieu.

N'est-ce pas ce qu'on fait depuis longtemps en admettant que les silex en tables résultent de la dissolution et de la précipitation *in situ* de la silice d'Éponges réparties en lits? (Sollas). Le résultat est le même, si aux bancs de Spongiaires on substitue des lits de spicules rassemblés par une préparation mécanique, c'est-à-dire des concentrations de spicules comparables à celles des gaizes. Dans les deux cas, rien n'empêche la matière organique d'intervenir dans la précipitation de la silice.

Le problème des silex en veines a été simplifié par l'opinion devenue courante que les veines correspondent à des fentes, de sorte que leur dessin se confondrait avec celui des fissures dans lesquelles la silice s'est concentrée. Mais on sait maintenant que leurs caractères micrographiques sont incompatibles avec l'idée d'un remplissage de fentes par la silice. Dans ces conditions, leur morphologie cesse d'être intelligible. Elle l'est surtout lorsque les veines, au lieu d'être rectilignes, affectent un dessin extrêmement irrégulier.

Mode d'accroissement des silex. — L'analyse des nodules a fait ressortir deux modes de développement, l'un exogène et l'autre endogène. Tous les rognons patinés paraissent se réclamer du premier mode d'accroissement; quant aux autres, rien ne s'oppose à ce qu'ils résultent d'un accroissement exogène ou endogène, mais théoriquement le développement de la périphérie vers le centre doit aboutir à la formation de silex sans patine.

Les silex en veines qui ont conservé une lame de craie axiale, ou une simple ligne de jonction qui les découpe en deux parties, sont manifestement le produit d'un accroissement endogène, et c'est probablement le cas pour la totalité des silex en veines. L'existence de patines rudimentaires, qui est la règle générale, vient à l'appui de cette conclusion.

Les silex en tables plutôt nombreux, construits sur le type des silex en

veines (p. 466), c'est-à-dire comportant l'existence d'une lame de craie axiale ou d'une simple ligne de suture sont également le résultat d'un accroissement endogène. La fusion d'une veine de silex avec une table, parfois observée, montre que tel est bien le mécanisme de leur formation. On voit, en effet, les deux patines des silex en veines passer aux patines supérieure et inférieure des silex en tables avec une parfaite continuité. Nul doute, en conséquence, que, dans l'espèce, les deux patines des silex en tables ne soient les homologues des deux patines des silex en veines et que l'accroissement ne soit endogène.

De même que j'ai conclu à l'impossibilité de faire le départ des rognons résultant de l'un ou l'autre type d'accroissement, de même je ne saurais dire si la conclusion s'étend ou non à tous les silex en tables. La question n'est pas sans intérêt pour les nodules eux-mêmes, car nombre de tables s'interrompent en direction pour être relayées par des nodules, qui, à leur tour, peuvent être remplacés par des lits de silex. De toute évidence, si la totalité des tables résultent d'un accroissement endogène, comme j'incline à le croire, les silex en nodules, qui se développent sur leur prolongement, ont pris naissance dans les mêmes conditions. On en arrive ainsi à se demander si l'accroissement endogène ne joue pas dans la genèse des silex en rognons un rôle dont les silex inachevés sont loin de laisser soupçonner l'importance.

Quoi qu'il en soit, *les faits sont tels que l'accroissement endogène existe dans les trois types de silex, qu'il est la règle pour les silex en veines, sans exception, et pour une proportion très notable des silex en tables, sinon pour la totalité.*

Dans le cas particulier des chailles et silexites les données sont plutôt rares. L'étude des chailles, en faisant ressortir une silicification décroissante de la périphérie vers le centre, fournit un sérieux argument, le seul que je connaisse, en faveur d'un développement endogène (p. 502). En ce qui concerne les silexites, les nodules à noyau calcaire, tout à fait exceptionnels, témoignent également d'un développement endogène (p. 547). Pour ce qui est des autres, c'est-à-dire de la presque totalité, la multiplication des témoins calcaires, au voisinage de la roche-mère, est plutôt favorable à l'idée d'un accroissement exogène.

Il est à peine besoin d'ajouter que cette question très complexe du sens de l'accroissement des accidents siliceux nous met en présence d'un grand mystère, sur lequel nous n'avons pas la moindre lueur et que le problème

des silex s'est trouvé quelque peu simplifié, jusqu'à présent, du fait qu'elle n'a jamais été soulevée.

Époque de formation des silex. — On conçoit qu'il y ait le plus grand intérêt à être fixé sur l'époque de la formation des silex, les conditions physico-chimiques du milieu générateur des silex devant varier, sans doute possible, aux différents moments de l'histoire de la craie. Dans cet ordre d'idées, on a fait toutes les hypothèses possibles et on les a faites depuis longtemps. Ces hypothèses peuvent se ramener à trois principales : Les silex prennent naissance, soit sur le fond de la mer, soit dans la boue crayeuse déposée, soit dans la craie en voie de consolidation ou consolidée.

1. En bonne logique, les observateurs qui ont fait une grande part à la matière organique dans la dissolution et la fixation de la silice doivent admettre que les silex ont pris naissance sur le fond de la mer, ou tout au moins dans le sédiment qui vient de se déposer. Tel est le cas pour M. W. J. Sollas, J. Prestwich, etc. Il s'en trouve pourtant, comme A. F. Renard et C. Klement, qui, méconnaissant les exigences de l'hypothèse, ont supposé que les concrétions se sont formées dans les couches elles-mêmes, après le dépôt des matières crayeuses[1]. En fait, on n'a pas invoqué un seul argument vraiment décisif à l'appui de l'idée, et ce n'est pas la nécessité de faire intervenir la matière organique en grande masse, pour s'expliquer plus ou moins les réactions, qui peut tenir lieu de preuves.

Par contre, on a élevé des objections, tirées des données considérées comme favorables à l'une ou l'autre des conceptions suivantes. Il en est une pourtant qui fait exception. A. F. Renard et C. Klement ont, en effet, invoqué l'absence de toute concrétion se formant à la surface du lit actuel de la mer, dans le domaine des vases pélagiques. Un tel caractère négatif n'est valable qu'autant que le milieu de la craie est comparable à celui des vases en voie de formation. Ce que l'on sait des analogies et différences de la craie et de la vase à Globigérines impose une très grande réserve quant à la portée de l'argument.

2. En faveur d'une origine postérieure au dépôt des couches crayeuses, A. F. Renard et C. Klement signalent « la formation de silex en veines qui

[1] A. F. Renard et C. Klement, *op. cit.*, p. 38.

présuppose nécessairement l'existence de fentes dans un sédiment déjà accumulé [1] ». Si décisif que paraisse l'argument, nous verrons bientôt qu'il ne mérite pas l'importance qu'on ne cesse d'y attacher. Ces observateurs font encore appel à l'observation suivante de Petzold, que j'extrais de leur mémoire. « Dans une roche dolomitique les parties les plus voisines des concrétions siliceuses ne contenaient que 2.31 p. 100 de silice, tandis que celles plus éloignées de la concrétion en renfermaient près de 4.75 p. 100 [2] ». Ils y voient la preuve « que la concrétion s'est formée lorsque les sédiments s'étaient déjà accumulés ». S'agit-il de moyennes pour un silex donné ou simplement des résultats de deux analyses faites dans une même direction? A mon sens, plusieurs observations concordantes ne sont pas inutiles pour être probantes. Le fussent-elles qu'on ne serait pas fondé à conclure qu'une grande épaisseur de boue crayeuse était déjà déposée lorsque les accidents siliceux ont pris naissance. L'idée d'un pareil mode d'investigation n'en est pas moins à retenir.

3. La théorie de la genèse contemporaine de la consolidation, ou postérieure à celle-ci, s'appuie également sur l'existence des veines de silex qui paraît impliquer celle d'un sédiment pris en masse, assez consistant pour qu'il s'y forme des fentes béantes. C'est notamment l'opinion de Buckland qui considère les fissures remplies de silex comme à peu près contemporaines de la consolidation [3]. Pour Abbott, les silex ont pris naissance dans des cassures, voire dans des failles, ouvertes dans une craie sèche et dure, et, par conséquent, sans l'intervention de matières organiques. Non sans raison, il observe que si les fissures remplies par les silex avaient été formées sous la mer, elles eussent été comblées immédiatemment. Et l'auteur de généraliser en tirant la conclusion, non fondée, que tous les silex ont pris naissance après la consolidation de la craie [4].

Une opinion analogue a été formulée en France par de Cossigny. L'observation très minutieuse des silex en veines de la craie de l'Aube l'a conduit à la conclusion que « le remplissage des fissures de la craie par la silice n'a eu lieu que pendant un temps très limité, à une époque relativement fort ancienne,

[1] A. F. Renard et C. Klement, *op. cit.*, p. 38.

[2] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 32.

[3] W. Buckland, Descriptions of the Paramoudra (*Trans. Geol. Soc. of London*, vol. IV, 1817, p. 418).

[4] G. Abbott, Was the Deposit of Flint and Chalk contemporaneous? (*Geol. Mag.*, Dec. 3, vol. VIII, 1893, p. 275-277).

postérieure à la solidification de la craie, mais antérieure à la plupart des dislocations qu'elle a subies ». Et il ajoute : « la craie était partiellement disloquée et vraisemblablement émergée »[1].

A première vue, la manière d'être en question des silex ne paraît pas susceptible d'une autre interprétation. C'est pourquoi la très grande majorité des observateurs, qui ont écrit sur les silex considérés dans leur ensemble, sont convaincus de leur genèse très tardive.

Je ne rendrais pas suffisamment justice à mes devanciers si je ne rappelais qu'il s'est trouvé des savants, comme le très regretté A. J. Jukes-Browne, pour admettre que telle forme de silex peut être contemporaine du dépôt de la craie, alors que telle autre peut lui être postérieure. C'est la vérité même, ainsi que des faits très démonstratifs exposés précédemment nous l'ont appris.

En ce qui concerne les silex en veines, A. J. Jukes-Browne est d'avis que le dépôt de silice s'est effectué dans les fentes aussitôt après leur formation, c'est-à-dire durant le soulèvement de la masse et pendant que l'eau de mer incluse la traversait. Si les veines avaient été formées après l'émersion complète, pensait-il, il serait difficile d'expliquer quand et comment l'eau s'est chargée de silice et l'a déposée, cette eau paraissant plus apte à précipiter du carbonate de chaux que de la silice. L'auteur admet en même temps l'existence de veines de silex qui paraissent s'être développées après le soulèvement de la craie [2].

Telle est la somme des connaissances essentielles dont nous sommes redevables à des centaines de chercheurs. A l'heure actuelle, il est possible de faire un pas de plus en avant, sans que la nouvelle étape nous conduise encore au but final à atteindre.

LES FAITS NOUVEAUX ET LEURS ENSEIGNEMENTS.

Les faits suivants, tous empruntés au Bassin de Paris et plus particulièrement aux falaises crayeuses de la Manche, fournissent des données très précises

[1] De Cossigny, Sur l'origine des silex de la craie (*B. S. G. Fr.*, 3e S., t. IX. 1880, p. 47).

[2] A. J. Jukes-Browne, The relative Age of Flints (*Geol. Mag.*, N. S., D. III, vol. X, 1894, p. 315-317).

qui manquaient jusqu'ici pour poser le problème des silex comme il doit l'être.

1. *La formation des silex en tables et en rognons est antérieure à celle des diaclases et failles de la craie.*

A. Les diaclases, qu'on peut observer facilement, en nombre parfois considérable, dans les falaises de la Manche, traversent fréquemment les nodules et tables de silex.

B. Les rares failles visibles en milieu crayeux disloquent les silex en tables. Tel est le cas pour une faille observée à l'Ouest de Saint-Valéry-en-Caux, où elle détermine un rejet de 0 m. 80 à 1 mètre. (fig. 10). Lors du maximum de complication, il y a inflexion, par rupture et non par déformation, des deux portions de la couche de silex vers la faille, puis tronçonnement et disjonction des fragments qui gisent isolément dans le plan de faille. Dans le cas contraire, il y a simplement décrochement, et recourbement par fragmentation, en bordure de la faille.

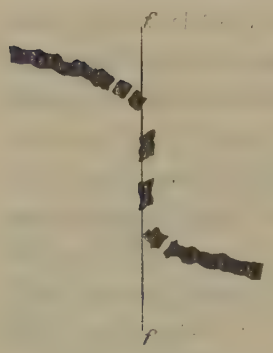


Fig. 10. — Table de silex disloquée et rejetée par une faille (*ff*) à l'Ouest de Saint-Valéry-en-Caux (craie à *M. c. anguinum*).

L'antériorité des deux types de silex aux dislocations est manifeste.

2. *Les cordons et lits de silex ont enregistré une action érosive contemporaine de la sédimentation.*

Les falaises de la Manche et plus particulièrement celles de la région d'Étretat montrent de très beaux exemples de silex, stratifiés en cordons et lits, affectant des dispositions telles qu'ils impliquent une action érosive contemporaine de la sédimentation et, selon toutes probabilités, une origine des silex antérieure à cette action. Plusieurs cas ont été observés, qui fournissent pour l'intelligence du milieu et l'origine des silex des informations de grand intérêt.

A. Des cordons de silex horizontaux sont tronqués par un banc incliné de craie durcie — banc limite d'Hébert (fig. 11) — et, inversement, des cordons de silex obliques sont nettement tronqués par un banc horizontal de craie durcie.

En particulier, le « Petit Port » d'Étretat fournit un admirable exemple de

cordons de silex fortement redressés par un haut-fond, tronqués au nombre de plus d'une vingtaine par des bancs de craie horizontaux.

B. Des silex, ordonnés en cordons obliques, sont interrompus par une table horizontale de silex.

Le maximum de complication est réalisé par une stratification entrecroisée de cordons de silex dont j'ai relevé deux exemples typiques dans la région d'Étretat (fig. 12 et 13).

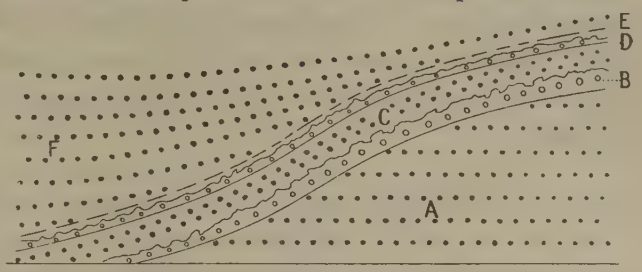


Fig. 11. — Coupe de la craie à silex à l'Ouest de Saint-Valéry-en-Caux. A, craie à silex zonés d'Hébert montrant des cordons horizontaux de silex, tronqués par un banc oblique de craie noduleuse B; C, craie à rognons de silex ordonnés en cordons obliques; D, banc de craie noduleuse incliné; E, table discontinue de silex également inclinée; F, craie à silex cariés d'Hébert, reposant en stratification discordante sur les niveaux E, D, C (craie à *M. c. anguinum*).

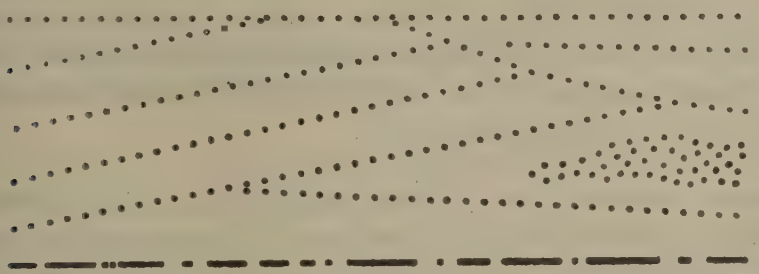


Fig. 12. — Stratification entrecroisée de cordons de silex dans la craie à *M. c. anguinum* d'Étretat.

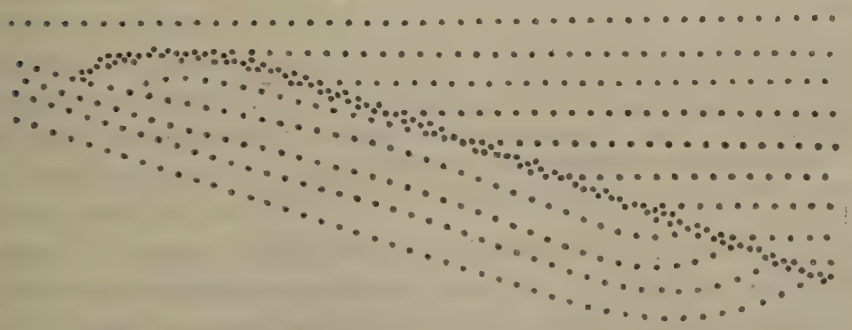


Fig. 13. — Autre exemple de stratification entrecroisée de silex en cordons.

C. Des silex répartis en cordons, et rarement en lits continus, associés ou non à des bancs de craie noduleuse, dessinent de petites cuvettes très nettes, emboîtées les unes dans les autres, toutes interrompues par un banc horizontal de craie noduleuse (fig. 14), ou par un lit de silex, lui-même horizontal.

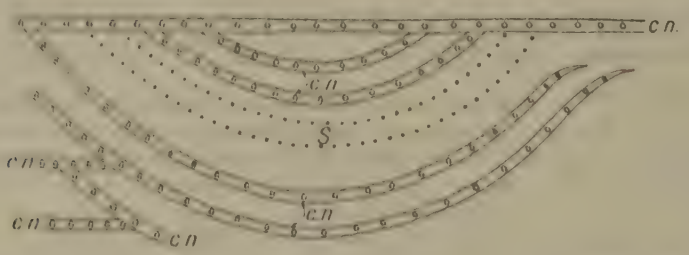


Fig. 14. — Cordons de silex (S) et bancs de craie noduleuse (C. n.), ordonnés en cuvettes concentriques recouvertes en discordance par un banc horizontal de craie noduleuse (C. n.). Falaises à l'Est d'Étretat (craie à *M. c. anguinum*).

D. Des cordons de silex engendrent des cuvettes concentriques, comprises entre deux bancs horizontaux de craie noduleuse qui les tronquent à la base et au sommet. Autrement dit, les cordons inférieurs reposent en discordance sur un banc de craie noduleuse (fig. 15).

Toutes ces manières d'être et d'autres encore résultent d'une stratification de courants, parfaitement caractérisée, observée à des niveaux exceptionnellement riches en témoignages de ruptures d'équilibre, sous la forme de bancs de craie durcie et d'érosion sous-marine. Elles démontrent que les silex enregistrent, dans la perfection, les troubles de la sédimentation, comme s'ils étaient affectés dans leur formation par toutes les influences agissant sur le fond.

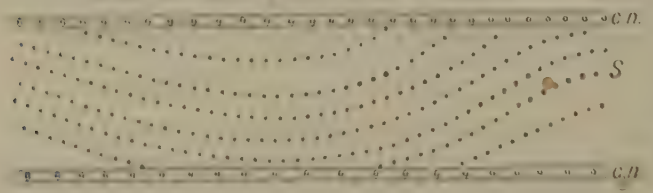


Fig. 15. — Cordons de silex (S) stratifiés en cuvettes concentriques, reposant en discordance sur un banc horizontal de craie noduleuse (C. n.) et tronqués à leur partie supérieure par un autre banc horizontal de craie noduleuse (C. n.). Falaises d'Étretat (craie à *M. c. anguinum*).

Ces faits tendent à prouver que les silex se formaient, pour ainsi dire, au fur et à mesure que la craie se déposait, condition nécessaire, semble-t-il pour

que les phénomènes d'érosion sous-marine qui ont affecté la craie à maintes reprises les aient affectés eux-mêmes.

A la réflexion, ces observations n'ont peut-être pas toute la valeur démonstrative qu'il paraît légitime de leur attribuer. Il y a lieu, en effet, de se demander si les silex, au lieu d'être influencés eux-mêmes par les ruptures d'équilibre, ne l'ont pas été dans leurs éléments générateurs. En d'autres termes, quand les cordons de silex dessinent des cuvettes concentriques rabotées par un lit de craie durcie et noduleuse, cela ne signifie-t-il pas que des spicules ont été concentrés par une préparation mécanique en lits successifs, parallèles aux couches de boue crayeuse, quelle que soit l'allure de celles-ci sur le fond de la mer ? Dans l'affirmative, les silex ne seraient affectés qu'indirectement dans leur genèse par les ruptures d'équilibre. A défaut d'autres observations, la question, très importante comme on le voit, ne pourrait être tranchée dans un sens ou dans l'autre. Mais la solution ne doit pas être cherchée dans l'enregistrement par les concentrations de spicules des modifications du milieu sous-marin, car l'une des observations suivantes démontre que ce sont bien les silex, et non les spicules destinés à les former, qui ont été influencés dans leur distribution. Pour lever l'indécision, il faut découvrir des *silex remaniés*, en compagnie ou non de fragments de craie.

3. *Des cordons de silex participent à des plissements de la craie antérieurs à l'émersion.*

Dans les horizons profondément troublés par des ruptures d'équilibre, la craie affecte, à titre tout à fait exceptionnel, une allure plissée qui ne laisse pas que d'être singulière. J'ai observé aux environs d'Étretat une craie épaisse de 2 mètres, qui, par ses cordons de silex et un banc de craie durcie, dessine une sorte de pli couché, assez net pour être photographié. L'ensemble repose sur un gros banc horizontal de craie durcie, surmonté d'un cordon de silex lui-même horizontal, et supporte une craie caractérisée par une stratification difficile à définir, mais renfermant des rognons de silex alignés en un cordon horizontal, indépendant du pli sousjacent (fig. 16).

On peut tenir pour certain que *l'accident est compris entre deux craies non dérangées de leur position première.* A supposer que la valeur des cordons de silex soit sujette à caution pour fixer l'allure des terrains, ce que je ne crois pas du tout, la question se trouve tranchée sans appel de par la présence d'un banc de craie dure et noduleuse (C. n.) qui épouse clairement le dessin indiqué.

Un deuxième exemple, réduit à un seul cordon de silex et à un banc de craie durcie, est peut-être plus net encore, car il s'agit cette fois d'un pli *aigu* également couché comme le précédent.

Au point de vue qui est le nôtre on peut retenir deux choses :

1° Les cordons de silex ont enregistré un dérangement de couches de craie qui, tout mystérieux soit-il, n'a pu se produire qu'immédiatement après le dépôt de la craie qu'il affecte;

Fig. 16. — Silex en cordons et banc de craie noduleuse (C. n.) ordonnés en une sorte de pli couché, reposant sur un banc horizontal de craie noduleuse (C. n.), le tout recouvert par une craie à cordons de silex horizontaux. Falaises à l'Ouest d'Étretat.

2° L'accident implique une consistance de la craie assez grande pour que les couches successives gardent leur individualité sans mélange de leurs matériaux.

Au fond, ce très curieux exemple, qui emprunte son principal intérêt à la dislocation de la craie, ne nous apprend rien de plus que le précédent, en ce qui concerne la formation des silex.

4. *Les silex en nodules et tables ont pris naissance à une époque telle qu'ils ont pu être remaniés dans la craie dont ils procèdent.*

En 1890, la craie turonienne à *M. breviporus* des environs de Bavai (Nord) m'a fourni un échantillon contenant plusieurs éclats de silex très anguleux, rassemblés en un même point et presque contigus. La même observation a été répétée, il y a quelque vingt ans, dans l'ancienne carrière de craie de Meudon (brasserie des Moulineaux). Là encore, de petits éclats de silex, mesurant généralement moins de 1 centimètre, étaient groupés en nid, tous séparés par un peu de craie et fixés dans n'importe quelle position. Dans l'un et l'autre cas, *les débris étaient empruntés aux silex de la craie même qui les englobait,* et

sans qu'il fût possible de supposer un seul instant qu'ils pussent résulter de l'écrasement d'un silex en place.

Dans le même ordre d'idées, il y a plus d'un siècle que Mantell a fait dans la craie du Sussex une observation qui n'a jamais retenu l'attention, même en Angleterre, malgré son très grand intérêt.

Specimens are not unusual, in which angular fragments of black flint, that could not possible have been originally formed in their present state, are imbedded in chalk. An exemple of this kind in my possession countains several portions of flint which are sharp and translucent as if recently broken, and entirely destitute of the external opaque crust invariably seen in the perfect nodules; these are imbedded in, and separated from each other by the chalk. It is sufficiently obvious that nodule from which these pieces were derived must have been displaced and broken, subsequently to its original formation, and the fragments afterwards enveloped in another and more recent stratum of chalk[1].

De cette observation l'auteur ne tire pas la conclusion qui nous intéresse entre toutes, à savoir qu'elle implique la formation des silex en cause, antérieurement à l'émersion de la craie.

Une seconde donnée, de même portée, également relative à la craie d'Angleterre, a été publiée par Whitaker, en 1872, dans les termes suivants :

A little way above the outcrop of the chalk-rock on the new road near Berkhampstead Castle, a tabular bed of flint has been broken up in a very strange way. It is one of these exceptional beds that have a middle white part between two outer black parts, and it seems to have been displaced without either loss or gain of space, the broken pieces having been moved at right angles, from a horizontal to a vertical position ... whilst the chalk shows no good sign of fracture[2].

De cette manière d'être accidentelle des silex en tables, l'auteur n'a tiré aucune conclusion [3].

[1] G. Mantell, The Fossils of the South Downs; or Illustrations of the Geology of Sussex, 1822, p. 147.

[2] W. Whitaker, The Geology of the London Basin. Part. I. The Chalk and the Eocene Beds of the Southern and Western Traits (*Mem. Geol. Surv. of England and Wales*, vol. IV, 1872, p. 53 et fig. 8).

[3] J. Gosselet a fait une observation qui rappelle beaucoup celle de Whitaker, mais qui ne peut être retenue ici, en ce que le déplacement des silex serait la conséquence d'un mouvement postérieur au dépôt [J. Gosselet, Observations sur la sédimentation de la craie (*Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXXI, 1902, p. 69)].

L'exploration des falaises de la Manche, avec l'idée fixe de corroborer par des observations macroscopiques la notion de formation rapide des silex qui découlait de mes analyses au microscope, de l'état de conservation des organismes conservés dans les silex creux, et surtout des données que je viens d'exposer, me permet d'apporter aujourd'hui toute une série de faits, décisifs à souhait.

Au cours de multiples excursions le long des falaises qui s'étendent entre Étretat et le cap Antifer, j'ai recueilli en place un grand nombre d'échantillons renfermant des débris de silex, tous extraits d'une craie faiblement magnésienne, développée au sommet du Turonien. Cette craie, de teinte gris jaunâtre, grossière, rugueuse au toucher, contient des silex qui sont exactement ceux de la craie blanche normale, qui la remplace latéralement à faible distance. Par endroits sa texture est nettement conglomérée. On voit alors se détacher du fond jaunâtre des noyaux de craie de couleur gris blanc, de forme anguleuse, subanguleuse ou presque arrondie, tantôt très clairsemés, tantôt concentrés au point de se toucher, et susceptibles de présenter tous les intermédiaires entre les granules à peine visibles à l'œil nu et les fragments atteignant presque la dimension du poing. C'est dans ce milieu, principalement dans la craie d'aspect noduleux, mais aussi dans de la craie jaune, exempte de débris de craie remis en mouvement, que gisent des fragments de silex.

Selon les points, les morceaux de silex sont très disséminés dans le milieu, et c'est le cas général, ou réunis en grand nombre. Lors du maximum de concentration, les débris engendrent une véritable *brèche de silex,* tellement pétrie de fragments qu'une place insignifiante est réservée à la gangue crayeuse. L'un des échantillons prélevés, en 1924, d'un poids d'environ 80 grammes, renferme plusieurs dizaines de morceaux, de taille variable, les plus petits mesurant moins de 1 millimètre et le plus gros atteignant 2 cm. 5. L'association de débris de dimensions très différentes est, en effet, la règle. Un spécimen montre, à côté de tous petits éclats, un élément long d'au moins 5 centimètres. A ce défaut de classement s'ajoute invariablement un manque d'orientation des silex brisés, fixés dans n'importe quelle position au sein de la brèche.

Un autre type de brèche, qui l'emporte de beaucoup dans le milieu, réunit à la fois des fragments de silex et des morceaux de craie, ou uniquement des débris de silex fort clairsemés, voire même tout à fait isolés dans

le milieu. Des échantillons englobent une multitude de morceaux de craie anguleux, associés à des fragments de silex susceptibles de mesurer jusqu'à 7 et 8 centimètres; et dans tous les cas, les indices de classement manquent.

Point capital, la collection des fragments reproduit la variété des silex et de leurs patines, si caractéristiques de l'horizon de craie magnésienne, en dehors des parties où sont concentrés les débris de silex. On y trouve représentés les silex, gris, gris noirâtre, d'aspect corné et les silex rosés. Bref, ces débris sont empruntés aux silex de la craie magnésienne dans laquelle ils sont inclus, ou encore à la craie blanche qui en représente l'équivalent latéral, et il est de toute évidence que nul autre horizon ne les pouvait fournir.

Cet exemple est loin d'être le seul qui montre le phénomène de la fragmentation en grand des silex dans les conditions qui viennent d'être indiquées. La recherche systématique de brèches de silex le long des falaises normandes m'a permis de les découvrir à des niveaux différents dans les régions de Fécamp, Saint-Valéry-en-Caux, Le Tréport, etc. A vrai dire, dans le domaine considéré, le phénomène, bien qu'inobservé jusqu'à présent, tend à devenir banal.

A Saint-Valéry-en-Caux, de pareilles brèches sont visibles dans les falaises dites amont et aval. Le long de la falaise amont, il existe deux horizons distincts de silex convertis en brèche. Dans le cas présent, les silex en cause sont non plus des rognons seuls, mais des tables, et moins fréquemment des nodules; tous appartenant à la craie à *M. cor anguinum*. On peut voir, par exemple, un horizon très régulier de silex noirs, épais de 2 à 3 centimètres, s'interrompant brusquement pour faire place à une brèche de silex engendrée à ses dépens, suivie sur une centaine de mètres. Puis la table de silex reparaît, non moins brusquement, pour se résoudre plus loin en une nouvelle brèche. Tantôt, les fragments s'observent côte à côte, concentrés sur une épaisseur de 8 à 10 centimètres; tantôt et, par exception, ils sont largement disséminés dans une craie blanche grossière, sur une épaisseur qui peut atteindre jusqu'à 0 m. 30. L'analyse de cette brèche y discerne, outre les volumineux fragments, gisant en tous sens, des éclats, des esquilles, des granules qui peuvent n'être visibles qu'à la loupe, tant la fragmentation est susceptible d'être poussée loin. Rien n'est plus évident que c'est le même lit qui est mis à contribution d'un bout à l'autre.

A ce sujet, j'ai pu refaire, plus d'une fois, l'observation de Whitaker et

suivre une table donnée, d'allure extrêmement régulière, unique au niveau considéré, qui s'interrompt brusquement sans raison apparente, pour se débiter en plaquettes redressées jusqu'à la verticale, parfois largement séparées, et recouvre plus loin son intégrité, sans qu'il puisse exister le moindre doute quant à l'attribution de la totalité des fragments à ladite table.

Il est de toute évidence qu'on ne peut expliquer les faits par une action dynamique généralisée, intervenant tôt ou tard après la consolidation, car les silex en tables et rognons, qui encadrent de très près l'horizon de chaque brèche, sont absolument intacts, et cela aussi loin que s'observe le phénomène. Si bien qu'il s'agit, à coup sûr, d'une *action mécanique localisée au niveau de la brèche, et datant, en conséquence, de l'origine même de la craie.* Dire que tout le mystère de la formation des brèches de silex s'en trouve éclairci serait prendre le contre-pied de la vérité, ce qui n'empêche pas les faits que je viens d'exposer de revêtir une netteté idéale.

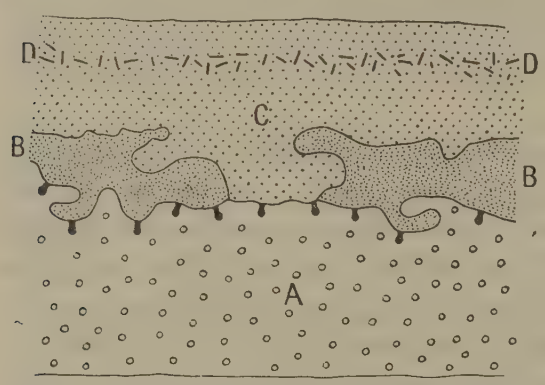


Fig. 17. — Coupe montrant la formation d'une brèche de silex en rapport avec une rupture d'équilibre enregistrée par une craie noduleuse (A) et une craie ravinée (B). Craie à *M. c. anguinum* des falaises à l'Est de Saint-Valéry-en-Caux.

A une seule exception près, les brèches qui prennent naissance dans ces conditions sont *homogènes,* formées qu'elles sont par un seul type de silex.

Tous les cas observés le long des falaises de la Manche font ressortir l'existence d'un lien très étroit entre la genèse de ces brèches et les ruptures d'équilibre. Règle absolue, *la brèche fait suite à un banc de craie durcie et noduleuse, perforée ou non.* La coupe ci-contre (fig. 17) traduit une manière d'être particulièrement bien exprimée à Saint-Valéry-en-Caux. Elle montre de bas en haut une craie noduleuse très dure et perforée, incrustée de vert, épaisse de 0 m. 80 (A), surmontée d'une craie blanche, grossière et rugueuse, mesurant de 0 m. 10 à 0 m. 30, également incrustée et ravinée (B); puis une autre craie blanche également grossière (C) susceptible de reposer directement sur la craie d'aspect conglomeré. C'est à la partie inférieure de cette

craie que se trouve inclus le silex en table converti en brèche (D). La coupe peut être suivie sans interruption et dans tous ses détails, de sorte que la lecture des faits ne prête à aucune ambiguïté.

Les deux exemples signalés plus haut (p. 588) ne sont plus les seuls qui soient connus à l'intérieur des terres, où l'observation est beaucoup moins aisée qu'au pied des falaises. J'en connais un troisième, relatif à une craie des environs de Sens qui m'a fourni plusieurs fragments très anguleux de silex noir, non patinés, dont l'un mesurait plus de 2 centimètres. Les débris gisaient isolément à des distances de 1 centimètre et plus dans une craie blanche très fine. Ici, pas plus qu'ailleurs, l'intervention de diaclases ne saurait être invoquée pour rendre compte du morcellement des silex.

Laissant de côté l'intérêt que présente cet ensemble de faits pour la conception du milieu générateur de la craie, nous allons nous borner à en dégager les enseignements qui paraissent devoir éclairer le problème des silex.

A. Les silex en nodules et en tables se forment dans de telles conditions qu'ils peuvent être remaniés dans l'horizon de craie qui leur a donné naissance. C'est dire que leur formation suit de très près la chute de la boue crayeuse sur le fond de la mer.

B. Les matériaux remaniés sont purs de tout mélange, autre que celui qui fait place à des débris de craie, ce qui est plutôt exceptionnel. Et c'est en vain qu'on cherche au milieu d'eux des éléments étrangers témoignant d'une émersion. En quoi, le régime propre à démanteler les craies à silex en voie de formation, et à mettre les silex en pièces, n'est pas sans analogie avec celui qui a extrait des morceaux de minerai de fer oolithique de leur milieu générateur pour les réincorporer immédiatement à la couche de minerai dont ils sont extraits [1].

C. A l'état naissant, peut-on dire, les silex témoignent d'une fragilité extrême, ce qui leur permet de se fragmenter et de se réduire en très menus débris sur le fond de la mer, sans intervention d'une puissante action dynamique.

D. Les fragments de silex sont anguleux et tranchants comme les éclats qu'on peut détacher des silex entiers inclus dans la même craie. En d'autres ter-

[1] L. Cayeux, Les minerais de fer oolithique de France, fasc. II, Minerais de fer secondaires, p. 932 (*Étude des Gîtes min. de la France*).

mes, les silex avaient déjà acquis leur consistance définitive et, l'on peut ajouter, tous leurs caractères physiques actuels, lorsqu'ils ont été brisés, et leurs débris entraînés et rassemblés. Il me paraît ainsi démontré que les silex n'étaient point mous et pâteux à l'origine, comme maints auteurs l'ont admis (Passy, Mantell, de Serres, Buteux, etc.). Que s'il subsistait le moindre doute à cet égard, j'insisterais sur le fait que des plaquettes épaisses de 1 centimètre, et longues d'une dizaine de centimètres, détachées des silex en tables, dans les conditions indiquées plus haut, n'ont pas subi la plus petite déformation au cours de leur déplacement, et que les plus gros débris ont gardé la vivacité de leurs arêtes.

E. *Les silex étaient déjà pourvus de leur patine actuelle, quand ils ont été extraits de la craie en voie de dépôt.* Tel fragment a entraîné avec lui un témoin de la patine du silex dont il procède; tel autre n'en montre aucun vestige, parce qu'il occupait l'intérieur d'un rognon ou d'une table. Ainsi se vérifie la conclusion tirée des caractères de la patine des silex encore inclus dans la craie, à savoir qu'elle s'est différenciée à l'origine même des silex. Cela est tellement vrai que les innombrables plans de fracture observés dans les brèches de silex ne montrent pas la plus petite trace d'altération et qu'ils sont tout aussi frais que les cassures que l'on détermine aujourd'hui dans les silex de la craie. Cette règle ne souffre jamais d'exception. La démonstration donnée plus haut (p. 455) s'en trouve parachevée.

5. *La formation des silex des craies magnésiennes est antérieure à la « dolomitisation », et la « dolomitisation » est elle-même presque contemporaine de la sédimentation.*

A supposer que la précédente démonstration n'ait pas été faite, la même conclusion s'imposerait, et avec tout autant de rigueur, après l'étude des craies magnésiennes à silex de la région d'Étretat.

A. De la conservation des formes organiques à l'intérieur des silex et de leur destruction totale, et sans exception, dans la craie magnésienne, j'ai tiré la conclusion que la formation des silex de la craie magnésienne d'Étretat est antérieure à la transformation de la craie blanche (p. 481). C'est une règle absolue, semble-t-il, pour les silex des craies magnésiennes des falaises de la Manche.

B. Par ailleurs, il est indubitable que les lentilles de craie magnésienne de la région en question ont été ravinées, et profondément, sur le fond de la mer crétacée. C'est ce que montre clairement à Étretat, une belle lentille de craie magnésienne épaisse d'environ 2 mètres, chargée de silex dans sa moitié inférieure, ravinée d'un bout à l'autre à sa partie supérieure, et montrant, notamment, une poche profonde de près de 1 m. 50. Entre parenthèses, le toit et le mur de cette craie, constitués par de la craie noduleuse, correspondent à des ruptures d'équilibre extrêmement nettes.

Il est intéressant de rappeler que c'est dans une autre lentille de craie magnésienne, développée au même niveau (partie supérieure du Turonien), et non moins ravinée, que se trouve la brèche de silex signalée plus haut (p. 588).

En conséquence, *la genèse des silex de la craie magnésienne est comprise entre le dépôt de la craie, d'une part, sa transformation et son ravinement sur le fond de la mer, d'autre part,* formule qui nous ramène à la conclusion résultant de la considération des silex remaniés dans la craie qui leur a donné naissance. C'est-à-dire que *la formation des silex a suivi de très près la chute des éléments de la boue crayeuse sur le fond de la mer.*

Il est clair que ces faits apportent d'utiles précisions sur la question encore fort obscure de la genèse des craies magnésiennes, en ce que *la mer nous apparaît comme le milieu générateur de ces craies.* Le moment n'est pas venu d'en tirer tous les enseignements qu'ils comportent.

6. *Dans une craie donnée, il existe des silex en veines, de formation rigoureusement contemporaine de celle des silex en nodules et en lits.*

Personne, que je sache, ne s'est préoccupé des rapports existant entre les silex des différents types observés. Que se produit-il lorsqu'une veine de silex trouve sur son passage, soit un rognon, soit un lit de silex? Y a-t-il fusion des silex, ou bien reconnaît-on, à quelque signe, qu'une manière d'être est antérieure à l'autre ? C'est là un point capital, n'est-il pas vrai, pour la question de l'âge relatif des trois sortes de silex.

Grâce à la conception nouvelle de la patine des silex, il est maintenant possible d'attaquer le problème avec la perspective de pouvoir se prononcer en toute certitude. Nous savons, en effet, que la patine n'est pas autre chose pour les silex à accroissement exogène que la zone périphérique, différenciée à l'origine même des silex.

Dans une série d'exemples observés dans les falaises de la Manche, on constate nettement que la patine des silex en veines se continue sans la moindre interruption avec celle des rognons ou des bancs de silex rencontrés. Les deux se fondent en une seule.

Mais il est des cas, et la craie des environs de Sens m'en a fourni de très nets, où le silex en veines, sur le point de toucher un nodule, s'arrête, bien qu'il n'en soit séparé que par une mince lame de craie, mesurant parfois 1 ou 2 millimètres. Ici, point de fusion des patines.

Il y a donc, et c'est chose certaine, des veines de silex, à ce point contemporaines de la formation des rognons, que les deux patines ont pris naissance en même temps, et il en est d'autres, dont l'histoire paraît indépendante de celle des rognons. En l'état de mes connaissances, je puis dire que les veines du premier type sont d'extension verticale très restreinte — 1 m. 50 à 2 mètres — et que les autres ont, ou non, un plus grand développement, les plus longues mesurant jusqu'à une dizaine de mètres comptés parallèlement aux veines. L'avenir nous apprendra probablement que la première condition est nécessaire pour qu'il y ait fusion et, partant, formation simultanée des silex en veines et des nodules ou lits, et que la seconde — grande extension — ne l'est pas pour que les veines restent indépendantes des rognons et lits.

Pour conclure, nous dirons que, dans les limites indiquées, les faits n'établissent aucune différence d'âge entre certains silex en veines et les silex en nodules et lits. Cet enseignement, remarquons-le sur-le-champ, n'est en rien contradictoire avec les précédents, car l'épaisseur de craie mise en cause par la formation simultanée d'une veine et de rognons est très restreinte et, ce qui est plus important, les silex en veines ne se développent, ni dans les horizons où sont concentrées les brèches de silex, ni dans leur voisinage immédiat.

7. *La localisation des silex en veines à des niveaux donnés, à toute hauteur dans les falaises; et la différenciation des silex dans les couches successives créent une très forte présomption en faveur d'une genèse antérieure à l'émersion.*

La formation des silex en veines postérieurement à l'émersion n'a jamais fait l'objet d'une démonstration directe et positive, et l'on peut affirmer, dès à présent, que cette démonstration est impossible, du moment que l'existence d'une craie émergée et crevassée n'est nullement une condition nécessaire pour engendrer des silex en veines. La nature épigénique de ces silex étant

incompatible avec la notion d'injection de fentes béantes, on ne peut plus, en effet, tirer argument de leur présence pour conclure à une émersion préalable de la craie.

Par contre, une particularité, qui n'a jamais retenu l'attention, plaide contre l'hypothèse de formation postérieure à l'émersion. C'est un fait facile à vérifier que les silex en veines ne se développent pas n'importe où au sein de la craie. Dans une région donnée, on les observe toujours dans une même craie. Que les plissements l'aient fixée à la base, à la partie moyenne ou au sommet d'une falaise, il n'importe. Tout se passe comme si cette craie avait été marquée dès son dépôt pour être caractérisée par des silex en veines, et, autrement dit, comme si le développement de ces silex était indépendant de tout le reste de la formation crayeuse. Cela est tellement vrai qu'on peut observer, à titre de règle, une craie à silex en veines, surmontée d'une autre craie qui n'en fournit pas la moindre trace. C'est pour moi une raison d'admettre que les craies, caractérisées par des silex en veines étaient prédestinées à l'être, c'est-à-dire qu'elles ont été placées dans des conditions spéciales sous la mer, et que ce n'est pas la silice circulant dans un système de fentes intéressant la masse totale de la craie qui s'est fixée à un niveau d'élection, sans jamais s'arrêter dans les craies traversées avant d'atteindre ledit niveau.

Je puis ajouter, pour corroborer cette interprétation, que certains horizons ne renferment jamais de silex en veines, et que les craies profondément affectées par les ruptures d'équilibre, tels que les bancs de craie durcie, comme il s'en trouve avec fréquence dans la région d'Étretat, sont toutes réfractaires au développement des silex de cette catégorie. Observons encore, parmi d'autres particularités plaidant dans le même sens, que la présence de silex en rognons ou en lits est une condition nécessaire pour que se développent les silex en veines.

Tout bien pesé, ce ne sont là que des cas particuliers d'une règle générale, traduisant les faits, en toute hypothèse : *Chaque craie à silex a sa physionomie propre, de par ses silex;* de telle sorte que les accidents siliceux tiennent souvent lieu de fossiles pour un géologue à l'œil exercé qui dresse une carte en pays de craie (Ex. : craie à silex zonés, craie à silex cariés, etc., d'Edmond Hébert).

A l'appui de ce que je viens de dire, il est très frappant de constater que sur une même verticale, de bas en haut d'une falaise, les silex diffèrent beaucoup entre eux au point de vue de l'homogénéité, de la composition (teneur en carbonate de chaux), de la patine, de la coloration, de la forme, du degré

de fréquence et du mode de gisement. Ce qui tend à prouver que leurs caractères ont été fixés à l'origine, sous des influences variées et successives, et non à une époque donnée, la même pour toutes les craies superposées et dans un milieu uniforme. Pour qu'il en soit ainsi, il faut évidemment que les silex aient pris naissance avant l'émersion.

Époque de formation des silex de la craie du Bassin de Mons. — L'étude des silex de la craie du Bassin de Mons a permis à M. J. Cornet de poser un très curieux problème dont l'étude vient ici à point nommé. Sans entrer dans le détail des faits, qui ne saurait trouver place dans le présent mémoire, bornons-nous à noter les deux données principales de la question.

1. Le tuffeau de Ciply (Montien) qui repose en discordance sur les craies de Nouvelles, de Spiennes et de Ciply (Sénonien), renfermant des silex parfois très nombreux, débute par « un poudingue de nodules phosphatés riche en fossiles remaniés, empruntés à toutes ces assises sous-jacentes », dans lequel on n'a « jamais trouvé trace de galets de silex et même de rognons de silex remaniés ». Effectivement, ce n'est qu'à partir du Landénien qu'on commence à observer des galets de silex fournis par lesdites craies.

En bonne logique, il en faut conclure, semble-t-il, avec l'auteur, que « la formation du silex a donc été, dans le Hainaut, un phénomène de beaucoup postérieur à la sédimentation des couches crayeuses qui le renferment ». Il en résulte que ce phénomène est de nature continentale[1].

2. D'autre part, une analyse fort instructive des failles qui accidentent la craie de la région aboutit à une conclusion diamétralement opposée. M. J. Cornet a démontré, en effet, que des failles, certainement antérieures au tuffeau de Saint-Symphorien (Maestrichtien), et, conséquemment au tuffeau de Ciply (Montien), rejettent les cordons de silex de la craie de Spiennes (Sénonien) et, notamment, les deux parties d'un même rognon. Ce qui prouve à l'évidence, comme l'a reconnu M. J. Cornet, que les silex de la craie de Spiennes sont antérieurs au Maestrichtien[2].

Il tombe sous le sens que les deux enseignements, d'inégale valeur, ne

[1] J. Cornet, Sur l'époque de la formation des silex du Crétacique et du Montien du Hainaut. (*Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. XXXVII, 1909-1910, p. 263).

[2] *Ibid.*, Les failles de la carrière Caillaux à Ciply (*Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. XLVII, 1923-1924, p. 210).

peuvent être l'expression de la vérité. Le premier découle d'un caractère *négatif,* l'absence de silex remaniés, et le second, d'un fait *positif,* la dislocation et le dérangement des silex par un accident, antérieur, pour le moins, à la formation du tuffeau de Ciply (Montien). Il est non moins évident que le second l'emporte sur le premier, et que l'absence de silex remaniés ne peut s'expliquer que par une destruction des nodules, supposée intégrale. Reste à fixer le processus de destruction.

J'ai fait ressortir plus haut la grande aptitude à la fragmentation des silex à l'état naissant, propriété qui rendrait compte à la rigueur de l'absence de débris remaniés visibles. A bien regarder les choses de près, l'explication n'est pas très satisfaisante. Si, comme je crois l'avoir démontré, les silex ont été engendrés dans les dépôts crayeux en voie d'accumulation, il s'est écoulé un laps de temps très appréciable entre la genèse des silex subordonnés aux craies de Nouvelles, de Spiennes et de Ciply, et la formation du tuffeau de Ciply, de telle sorte qu'il ne peut plus être question de fragilité exceptionnelle des silex à l'état naissant. Par ailleurs, il n'est guère légitime de supposer que lesdits silex n'avaient pas encore acquis leurs caractères physiques définitifs au moment de la formation du poudingue de base du tuffeau de Ciply, grâce à quoi ils auraient été facilement détruits. La genèse des brèches de silex, dans les conditions indiquées plus haut, paraît s'opposer à ce que la solution soit cherchée de ce côté, à moins de s'arrêter à l'hypothèse invraisemblable que les silex de la craie du golfe de Mons ont revêtu à l'origine un état différent de celui de tous les silex du Bassin de Paris. De ce que l'absence de silex remaniés reste très mystérieuse pour l'instant, elle ne peut être invoquée contre la démonstration très rigoureuse, tirée, par M. J. Cornet, du jeu des failles et de leurs effets, à savoir que *les silex de la craie de Spiennes étaient déjà formés lors du dépôt du tuffeau de Ciply et même du tuffeau de Saint-Symphorien,* conclusion absolument conforme à celle qui découle de l'étude d'ensemble des craies du Bassin de Paris. Ce n'est point, hélas, la seule difficulté que soulève encore le problème des silex, envisagé dans toute son envergure.

Problème général de la formation des silex.

Les observations et faits nouveaux rassemblés dans les pages précédentes plaident en faveur d'une origine des silex suivant de très près la sédimentation.

Il en serait ainsi pour les nodules, pour les silex en lits et pour les veines de silex d'extension verticale très limitée, et ne faisant qu'un avec les nodules, de par leur patine commune. Pour ce qui est des silex en nodules et en lits, point d'objection. La question des silex en veines soudées à des nodules est déjà autre, parce qu'elle met en cause toute l'épaisseur de la craie dont les rognons et veines se réclament d'une origine simultanée. Il semble, en effet, qu'on ne puisse plus parler de formation se développant presque de pair avec la sédimentation, lorsqu'il s'agit de masses de craie mesurant 1 mètre, 1 m. 50 et davantage.

Le problème soulevé, du moins pour ce qui concerne les silex en veines formés en même temps que les rognons, est de ceux qui soulignent la nécessité de tenir compte des conditions du milieu générateur, envisagé dans son ensemble, pour les résoudre comme il convient. Tout prouve qu'à la différence de la vase à Globigérines, la craie du Bassin de Paris s'est déposée très vite dans des eaux agitées [1]. A telle enseigne que le produit d'une sédimentation presque exclusivement organique, représentée par 350 mètres de craie turonienne et sénonienne de l'Yonne, équivaut dans la partie occidentale du Bassin à un dépôt d'épaisseur notablement inférieure à 100 mètres, quoique très riche en apports détritiques. En conséquence, pendant qu'il se déposait à l'Ouest 1 mètre de craie grossière, en partie terrigène, il se formait plus de 3 m. 50 de craie typique à l'Est, preuve que la sédimentation de la craie blanche était particulièrement rapide [2]. Aussi n'est-il pas abusif de dire, en rapportant les silex en rognons et en veines au temps que représente une masse de craie de 1 mètre et plus, que leur formation a suivi de près la sédimentation.

Restent les silex en veines d'un développement important, atteignant, par exception, il est vrai, 6, 8 et 10 mètres, avec cette réserve qu'il est à peu près de règle qu'ils soient discontinus (p. 596). La formule cesse d'être applicable, parce que c'est l'évidence même qu'une veine d'une dizaine de mètres de longueur n'a pu se former qu'après le dépôt de toute l'épaisseur traversée. La question est de savoir si de pareils silex ont pris naissance dans la boue crayeuse sous la mer, alors que la sédimentation se poursuivait au-dessus, ou si leur genèse est contemporaine du soulèvement de la craie ou postérieure à l'émersion. Je n'ai pas à revenir ici sur les arguments développés plus haut,

[1] L. Cayeux, Contribution, etc., p. 542 et suiv.

[2] Des arguments plus décisifs ont été invoqués à l'appui de cette manière de voir.

pour conclure à la formation de tous les silex en veines, antérieurement à l'émersion. Tout au plus les grandes veines peuvent-elles dater du phénomène de soulèvement, sous réserve que la boue crayeuse qui leur donne naissance, quoique participant au mouvement d'exhaussement, est encore immergée, c'est-à-dire que le phénomène continue à rester sous-marin. C'est en vain qu'on tente de serrer le problème de plus près en vue d'une plus grande précision.

Cette conclusion nous met en présence d'une sérieuse difficulté. Puisque les silex en veines ne correspondent pas à des fentes ouvertes dans une craie émergée, ce qui est pour nous une certitude, quelle est donc la raison d'être des solutions de continuité dont ils soulignent aujourd'hui le dessin, si tant est qu'il puisse être question de lignes directrices présidant au dépôt des silex en veines? Et surtout que signifient ces veines de silex extrêmement capricieuses dans leur allure générale, dont il a été parlé au début de notre étude? A vrai dire, il est fort embarrassant de répondre, quelle que soit l'hypothèse envisagée.

A supposer que la genèse des veines et leur dessin aient leur point de départ dans le développement, non de fissures à proprement parler, mais de solutions de continuité dans le milieu crayeux, peut-on en concevoir la formation sous la mer? Oui, s'il est démontré que la boue crayeuse acquiert rapidement une certaine consistance. Cette démonstration peut se faire, notamment, par la considération des spicules calcifiés. Ouvrons à leur sujet une courte parenthèse. C'est un fait bien établi qu'une foule de spicules de la craie sont calcifiés. Or, qui dit spicules calcifiés, dit spicules siliceux dissous, laissant un vide reproduisant exactement la forme de l'élément détruit, et rempli ultérieurement par du carbonate de chaux. Il n'échappe pas que cela veut encore dire *craie consolidée*, dans une certaine mesure, lorsque la calcification s'est produite. Ceci posé, quels sont les silex qui ont tiré leur silice des spicules aujourd'hui calcifiés? Les silex en veines, serons-nous tentés de dire, puisqu'il est nécessaire d'admettre que la formation de certains d'entre eux est postérieure à celle des nodules, et non les silex en rognons et tables dont la genèse remonte à la période de sédimentation. Mais ces spicules calcifiés se rencontrent en très grand nombre dans des formations crayeuses dépourvues de silex en veines et c'est, à la vérité, le cas général. Donc la silice des spicules calcifiés a servi à faire des silex en nodules, et, par voie de conséquence, *la consolidation de la craie était grandement amorcée lorsque les silex en rognons et tables ont pris naissance.*

De plus en plus, je suis porté à croire que le « métamorphisme sous-marin », mis en évidence par l'étude des minerais de fer oolithique, a exercé son action en des milieux très divers, et cela d'après des indices qui seront analysés en temps utile. Dans ces conditions, il n'est pas interdit d'admettre que la boue crayeuse, plus ou moins consolidée très peu de temps après le dépôt de ses éléments, a pu enregistrer sous la mer par des solutions de continuité les mouvements dont elle a été manifestement le siège. En quoi, ces solutions de continuité ont-elles pu être le point de départ d'une concentration de la silice? la raison m'en échappe complètement. Je dirai plus, je suis loin d'être persuadé que tous les silex en veines sont liés à des solutions de continuité directrices. L'exemple de ces veines contournées et ramifiées d'une faible amplitude (fig. 2, p. 432) reconnues en très grand nombre dans la région d'Étretat, notamment, soulève d'insurmontables difficultés d'interprétation, de par l'étrangeté de leur dessin, si l'on veut y voir d'anciennes solutions de continuité. Peut-être la clef du mystère doit-elle être demandée aux conditions de précipitation de la silice dans le milieu générateur, et non à des facteurs purement géologiques. Quelle que soit l'orientation préférée, le problème est présentement insoluble, et la question des silex en veines est plus obscure que jamais, tant il est vrai que résoudre un problème, c'est souvent en poser d'autres et compliquer le sujet à l'étude.

Là, n'est pas la seule difficulté avec laquelle il faille compter. A l'opposé des silex en nodules et en bancs, dont la place était arrêtée, dès le principe, par l'existence de centres d'attraction, les silex en veines paraissent absolument indépendants dans leurs manières d'être, et des Spongiaires, et de leurs spicules libres. A défaut de fissures, dont il ne peut plus être question, on ne voit pas du tout ce qui peut attirer la silice et l'amener à se concentrer en veines.

Dans les considérations qui précèdent, j'ai laissé systématiquement de côté l'enseignement tiré de l'étude de quelques-uns de mes échantillons, à savoir qu'il existe des silex composés, résultant de deux périodes de silicification, la première correspondant à la masse principale d'un rognon et la seconde formée après l'émersion dans une craie non seulement consolidée, mais modifiée par une solution ferrugineuse qui lui a communiqué une structure zonée (p. 486). Ces silex composés sont pour moi des anomalies, lesquelles modifieraient le problème des silex, s'ils ne représentaient d'infimes exceptions.

En faisant état de ces silex aberrants, je crois pouvoir conclure à l'existence de trois temps de formation des silex :

1er temps. — Formation des rognons, des tables et d'une grande partie des veines. A lui seul, il correspond à la presque totalité des silex.

2e temps. — Développement de silex en veines.

3e temps. — Accroissement secondaire de rognons, sous la forme d'une enveloppe constituant à elle seule un silex complet — et, peut-être, genèse de silex entiers.

Je répète que les deux premiers, qui embrassent la totalité des silex typiques, se rapportent à la phase sous-marine de l'histoire de la craie et que le troisième est postérieur à l'émersion du dépôt.

Tous les silex des trois temps ont même structure, s'ils appartiennent à une craie typique, parce que tous résultent de l'épigénie de craies également fines, et que l'époque de silicification est sans influence sur le résultat.

A ce sujet, il importe de rappeler que l'enveloppe des silex composés engendrée après l'émersion a dû se former sans le secours de la matière organique, preuve que l'intervention de celle-ci ne revêt pas le caractère de nécessité qu'on s'est plu à lui attribuer.

C'est après avoir découvert les silex formés en deux temps que j'écrivais en 1897 : « *L'élaboration des solutions siliceuses d'où sortiront les silex et les cherts peut commencer sur le fond de la mer et continuer jusqu'après l'émersion de la craie* »[1].

La formule reste exacte, à mes yeux, sauf à dire que la phase postérieure à l'émersion n'intéresse qu'un nombre insignifiant de silex, et qu'elle peut et doit être négligée dans une vue d'ensemble. En revanche, je tiens aujourd'hui pour erronée l'idée que j'ai exprimée naguère, à savoir que le second temps des silex composés correspond aux veines obliques. Faute d'avoir étudié les silex en veines, j'y voyais comme tout le monde le résultat du dépôt de la silice dans des fissures. Mieux informé, l'explication s'affirme contraire à la vérité et mon interprétation sujette à revision.

N'étaient les silex composés, qu'on pourrait écrire, à l'exemple de ce qui a

[1] L. Cayeux, Contribution, p. 441.

été fait pour les minerais de fer oolithique : *lorsqu'une craie a fini de se déposer, l'histoire de ses accidents siliceux est terminée.* Tel est, en vérité, le cas général. Autrement dit : le milieu sous-marin est le laboratoire qui prépare les silex sous toutes leurs formes — les silex composés exceptés — et les amène à l'état où nous les observons aujourd'hui, et, par conséquent, pourvus d'une patine. Pour plus de précision, je répète que si l'histoire des silex se déroule dans sa totalité sous la mer, et qu'elle peut n'être pas finie quand débute le mouvement d'émersion de toute la formation crayeuse, elle l'est pour une craie donnée, lorsque celle-ci commence à sortir des flots.

Dès lors, le problème physico-chimique de la genèse même des silex peut se poser dans les termes suivants : *c'est le problème d'une solution liquide, sous pression, à base d'eau de mer, imprégnant un milieu solide, et soumis à des variations d'équilibre physique et chimique, sous l'influence des facteurs température, pression, concentration et temps.* Le problème n'est pas sans analogie avec celui que Van't Hoff a résolu, en grande partie, pour les sels de Stassfurt, avec cette différence qu'il est moins bien défini dans ses éléments et qu'il revêt une plus grande complexité. Il est à craindre que la solution ne s'en fasse attendre longtemps. A coup sûr, elle dépasse les possibilités de la science actuelle. Pour le moment, il est inutile de se livrer à des spéculations prématurées dont on ne peut escompter aucun bénéfice pour la géologie. Nos recherches doivent tendre à mieux poser le problème par de nouvelles observations, car il reste beaucoup à observer dans ce domaine, et puis il faut entrer délibérément dans la voie de l'expérience. Hors de là, dirai-je, point de solution du problème des silex.

Cas des silexites et des chailles. — Tout ce qui précède intéresse au premier chef les silex, puisque la presque totalité des exemples analysés leur sont empruntés. Voyons dans quelle mesure silexites et chailles se réclament de la même histoire.

Aucune donnée n'empêche d'assimiler à tous égards les nodules et lits de silexites aux nodules et lits de silex. Si les silexites n'existent pas, à l'état remanié, dans les bancs calcaires qui leur ont donné naissance, par suite de ruptures d'équilibre comparables à celles de la craie, ou si, pour mieux dire, on ne les a pas encore découvertes parce qu'on ne les a pas cherchées, il y a dans les conditions de conservation de leurs organismes des motifs de croire que l'histoire des silexites est calquée sur celle des silex.

Pour les chailles, dont tous les représentants affectent la forme de nodules, j'en suis réduit à dire que, par analogie, il est probable qu'ils font pendant aux silex en nodules, car aucun argument ne peut être invoqué en faveur d'une origine immédiate ou tardive.

La parenté entre les trois types d'accidents n'autorise pas à conclure à l'identité du milieu générateur. Ce milieu a certainement varié, car nous avons, d'un côté, les silex avec leur patine originelle, et, de l'autre, les silexites et chailles sans patine proprement dite. On sait, par ailleurs, que les roches-mères étaient très dissemblables, ne fût-ce que par la taille des éléments constituants. Aussi leurs accidents siliceux réalisent-ils des facies différents. Sans vouloir rappeler ici tous les traits distinctifs qui les séparent, j'en note deux qui, avec l'absence de la patine, contribuent le plus à différencier les produits. C'est d'abord la grande place réservée au quartz dans les silexites, alors que dans les silex et chailles, la calcédonite se développe généralement à l'exclusion du quartz. C'est ensuite l'intervention dans la constitution des silexites d'une faible quantité de matière brune jouant le rôle de pigment, à laquelle ces roches sont redevables en grande partie de leur aspect terne et de la grande opacité qui les sépare radicalement des silex. Différence de milieu, et, partant, différences de couleur, de grain et de cassure, tels sont les facteurs qui expliquent en majeure partie les facies multiples des accidents siliceux des calcaires d'origine marine.

La constitution des roches-mères des silexites et chailles appelle une remarque intéressante pour les silex. Dans les calcaires à silexites et surtout dans les calcaires à chailles, il existe des spicules calcifiés et souvent en grand nombre. Dans les chailles, en particulier, la proportion en peut être très élevée. Or, dans les deux milieux il n'y a pas d'accidents siliceux en veines. La dissolution des spicules aujourd'hui calcifiés se rapporte donc à l'épisode de formation des nodules et lits. C'est-à-dire que les calcaires à silexites et les calcaires à chailles étaient déjà consolidés, partiellement tout au moins, au moment où la concentration de la silice s'est produite. La conclusion est, au fond, plus rigoureuse que pour les silex, du fait que les accidents siliceux en forme de veines ne sont pas en jeu, sauf à dire que leur genèse suivant de très près la sédimentation n'est démontrée que par analogie, et non par des preuves directes.

2. LES ACCIDENTS SILICEUX EN MILIEU CALCAIRE LAGUNAIRE ET LACUSTRE.

Les accidents siliceux, subordonnés aux calcaires d'origine lagunaire et lacustre, donnent lieu à une série de dépôts d'importance variable, désignés sous des noms divers, et parfois sous le même vocable, comme si leur parenté était des plus étroites. Sauf pour les meulières, il s'agit de formations d'un caractère très régional qui n'ont jamais été définies au point de vue pétrographique. L'analyse de ces roches tire sa principale utilité de notre ignorance profonde du milieu générateur de la plupart d'entre elles, et de la nécessité de faire appel aux lumières du microscope pour déchiffrer le complexe de nos dépôts lagunaires.

J'étudierai successivement :

A. Les « *silex* » *des caillasses calcaires* (Lutétien supérieur);

B. Les « *silex* » *du calcaire de Saint-Ouen* (Bartonien);

C. Les « *silex* » *du calcaire blanc de l'Agenais* (Tongrien);

D. Le « *travertin siliceux* » *de Champigny* (Ludien);

E. Et les *meulières* des environs de Paris (Aquitanien).

A. «SILEX» DES CAILLASSES CALCAIRES.

Tous les produits de silicification subordonnés aux caillasses du calcaire grossier supérieur ne résultent pas d'un phénomène d'épigénie du gypse, comme on le suppose généralement depuis les observations de Munier-Chalmas[1]. Il en est qui sont la conséquence d'une substitution de la silice à du carbonate de chaux, ainsi qu'en témoignent des restes plus ou moins importants du dépôt primitif, fixés en inclusions dans les « silex ».

Ces accidents revêtent la forme de rognons et de lits, jouant, par rapport

[1] Munier-Chalmas, I. Sur les formations gypseuses du Bassin de Paris; II. Sur les dépôts siliceux qui ont remplacé le gypse (*C. R. Ac. Sc.*, t. CX, 1890, p. 663-666).

à l'ensemble, un rôle très effacé, en moyenne. Ce sont des « silex » gris, bruns ou noirâtres, de forme parfois très irrégulière, jamais homogènes, et toujours dépourvus de patine. Tantôt, l'uniformité du milieu est rompue par des taches plus claires que le fond, tantôt, la cassure fait ressortir des vides d'importance variable, principalement dus à la présence de Mollusques, dont les cavités jouent plus ou moins le rôle de géodes; tantôt, enfin, la structure est zonaire. Un autre terme de complication est fourni par des échantillons pétris de *Potamides lapidum* aux moules silicifiés. La cassure est beaucoup moins régulière que celle des silex de la craie, ou toute différente lorsque les fossiles silicifiés abondent. La translucidité de la roche sur ses bords est celle des silex très atténuée. La grande diversité d'aspect des représentants de ce groupe s'explique par des différences très prononcées entre les roches-mères.

Ainsi qu'on va le voir, les concentrations siliceuses de cette catégorie d'accidents peuvent différer beaucoup au point de vue minéralogique et, plus encore, sous le rapport organique. Les quelques types observés s'encadrent entre deux termes extrêmes dont l'un est à base de quartz et l'autre de calcédonite.

1. **«Silex» à base de quartz** (*Quartzolithe*). — A cette variété appartient une roche très curieuse des caillasses de Nanterre, caractérisée par une structure zonaire, vague ou très marquée, présentant cette particularité que les zones s'interrompent les unes les autres en figurant des sortes de stratifications discordantes. Les zones se détachent en gris clair, d'un fond corné très développé en bordure, où le nodule cesse d'être zoné. A la loupe, la cassure se montre finement écailleuse.

Au microscope, la roche réalise une façon d'être qui n'est pas nouvelle pour nous. Entre les nicols croisés, on voit se détacher des granules de dimensions comparables ($0^{mm},05$), moulés les uns sur les autres, avec des formes souvent très irrégulières, entraînant des chevauchements et, partant, de nombreuses extinctions manquant de netteté. L'emploi du quartz teinte sensible, en isolant parfaitement les éléments, fait ressortir le dessin très découpé de beaucoup d'entre eux. De ci, de là, on distingue un élément d'aspect un peu fibreux et, par exception, une petite plage de calcédonite. Mais vient-on à en examiner les coupes avec un grossissement de 150 diamètres et plus, que l'aspect de nombreux granules change passablement. Au lieu d'être homogènes, ils se montrent plus ou moins nuageux, lors du maximum d'éclairement,

et très souvent un peu fibreux sur les bords. Tous les grains de cette sorte se résolvent en quartz dominant et quartzine, et représentent des termes de passage du quartz fibreux au quartz typique.

La structure zonée ressort avec netteté, à la condition d'examiner les coupes minces en lumière très oblique. Les zones gris blanc se révèlent alors très chargées d'opale indifférenciée, et teintées, alors que les zones incolores ne font pas la moindre place à la silice amorphe et semblent très pures.

Partout, les sections minces paraissent saupoudrées d'une fine poussière de calcite, visible aux faibles grossissements et parfois très dense. Aucun autre indice ne permet de définir la roche-mère.

La roche se résout en une sorte de quartzite, qui n'a absolument rien de détritique, et, par surcroît, d'un type particulier en raison du rôle nullement négligeable que la quartzine joue dans sa constitution.

A ces roches qui reproduisent la microstructure des quartzites par un phénomène de silicification des calcaires, je donne le nom de *quartzolithes*.

2. **Silex à base de calcédonite.** — La roche, également fournie par les caillasses de Nanterre, rappelle à s'y méprendre certaines variétés de meulière de Brie. C'est un silex brun, tacheté, un peu carié par endroits, dont les éclats sont remarquablement translucides.

Le type calcédoine qu'il réalise est lui aussi quelque peu aberrant, à telle enseigne qu'en l'examinant aux faibles grossissements et sans recourir aux vérifications d'usage, on le suppose essentiellement composé de quartz. Mais avec des objectifs suffisamment forts on discerne des sphérolithes, le plus souvent incomplets, et des éventails plus ou moins ouverts. En tant que calcédonite, le minéral constituant présente une physionomie exceptionnelle, du fait que la structure fibreuse est très peu apparente dans la grande majorité des cas, et que jamais elle ne l'est au même degré que dans la calcédonite typique. Ce n'est pas que celle-ci fasse toujours défaut. Il est des silex qui en renferment sous forme d'éventails, de taille double ou triple des précédents, susceptibles de se rassembler pour engendrer des noyaux très visibles aux faibles grossissements, et doués d'une biréfringence sensiblement inférieure à la variété qui constitue le fond de la roche.

Des plus accessoires, le quartz, toujours secondaire, figure en grains, isolés ou groupés en petit nombre.

La calcite manque ou forme de petits îlots, le plus souvent quartzifiés,

l'emplacement du test étant saupoudré de petits témoins de carbonate de chaux et, par exception, marqué par du calcaire non silicifié. Dans tous les cas, le dessin en est souligné par des impuretés.

Le quartz détritique et les organismes sont engagés dans un fond de quartz secondaire microgrenu, accompagné d'un peu de calcédonite dont la structure fibreuse est peu apparente.

De nombreux témoins calcaires font supposer l'existence d'une roche-mère, très fine par son carbonate de chaux, renfermant du quartz clastique et des *Miliolites*, pourvue de nombreux vides, et réalisant tous les caractères d'un dépôt franchement *marin* et nullement lagunaire. Dans son état actuel, elle doit être classée comme *quartzolithe à Miliolites*.

3. **«Silex» à facies de gaize, spongolithe et chert.** — Des « silex » recueillis autrefois dans les caillasses de Passy, sur l'emplacement de l'ancien boulevard de l'Empereur, « avec ossements et coquilles marines », présentent une physionomie particulière que l'on a essayé de traduire en les qualifiant de « silex altérés ». Ce sont des roches grises, happant fortement à la langue et rappelant beaucoup, à première vue, certaines gaizes à *Sch. inflata*. A l'intérieur on distingue des traînées et taches irrégulières d'aspect corné, qui font bien plus songer à des différenciations cherteuses en pleine gaize qu'à des silex typiques. Un échantillon englobe une *Natica* à test conservé, preuve qu'il n'a pas été attribué par erreur au Tertiaire parisien.

Au microscope, la roche réalise le type gaize ou spongolithe, tant elle est riche en spicules. On en voit par centaines dans l'étendue restreinte d'une préparation.

La calcite manque, ou forme, soit de petits îlots-témoins déchiquetés, soit une poussière plus ou moins dense, toujours reléguée à l'arrière-plan.

L'homogénéité de la roche peut être troublée par de petits amas bien individualisés, où la silice a cristallisé plus finement pour réaliser le type cryptocristallin, sans doute par suite d'une différenciation de la roche-mère.

Les parties cherteuses de nature accidentelle correspondent à des plages riches en spicules calcédonieux, agglutinés par une gangue essentiellement calcédonieuse.

Rien ne manque à cette roche pour être classée parmi les gaizes-spongolithes avec accidents cherteux.

4. **Silex formés de calcédonite, quartzine et quartz.** — Ce type,

très intéressant au double point de vue pétrographique et minéralogique, correspond aux silex pétris de *P. lapidum*, montrant à la surface des échantillons un grand nombre d'individus dégagés, réduits à des moules translucides. Tel est le cas pour des silex originaires de Longpont en Seine-et-Oise. Sur la cassure, le test se dégage en gris blanc mat, tout le reste revêtant un aspect corné très prononcé avec une cassure souvent cristalline. A la loupe, on distingue nettement des nids de quartz hyalin.

La roche fournit d'admirables préparations, composées de calcédonite dominante, de quartzine et de quartz.

Tous les tests de *Potamides* sont fossilisés par de la quartzine cristallisée en beaux sphérolithes, parfaitement individualisés, et en groupements d'éventails. L'emplacement des sections est toujours voilé par un peu de matière brunâtre d'origine organique et par de l'opale indifférenciée, servant en quelque sorte d'armature. La microstructure de la coquille transparaît nettement en dépit de la silicification.

Suivant l'importance des cavités, les *Potamides* sont remplis de calcédonite seule, ou de calcédonite et de quartz. La calcédonite s'applique directement sur la quartzine qu'elle revêt d'une large couronne de longues fibres, fixées plus ou moins perpendiculairement à la surface, et groupées en éventails ou en beaux sphérolithes, parfois complets, que les sections tranchent en tous sens. Le tout accuse une structure concrétionnée qui est celle des calcédoines. A l'intérieur des couronnes de calcédonite on peut observer des nids de granules de quartz, assez volumineux pour que les plus importants soient discernables à l'œil armé d'une loupe.

Tout ce qui n'est pas quartzine et quartz est constitué par de la calcédonite, ce minéral jouant également le rôle de gangue, rôle d'ailleurs effacé de par la fréquence des restes de *Potamides*.

Cette constitution nous donne une idée très nette de ce que seraient les silex en veines, s'ils prenaient naissance dans des cavités préexistantes.

Les préparations fournies par ce type d'accident siliceux sont particulièrement indiquées pour exercer les débutants à faire le diagnostic différentiel des trois manières d'être de la silice en présence.

La roche peut être classée comme *silex à base de calcédonite, accompagnée de quartzine et quartz*, se rapprochant beaucoup de certains silex largement cristallisés du Cénomanien (p. 449-451).

5. «Silex» à base de quartz et de Miliolites (*Quartzolithe à Miliolites*). — Ce soi-disant silex, recueilli dans les caillasses d'Herbeville (Seine-et-Oise), montre, au microscope, de nombreux grains de quartz pourvus d'auréoles secondaires, parfaitement différenciées, et se rejoignant fréquemment pour constituer de petits amas caractérisés par une structure de quartzite.

La roche contient de nombreuses *Miliolites* à gros test, des spicules monoaxes et tétraradiés, très morcelés, accompagnés d'individus globuleux souvent réniformes. En leur compagnie, on trouve plusieurs réseaux d'Échinodermes et un ou deux débris de Brachiopodes.

Un peu de glauconie en grains s'ajoute aux restes organiques.

Primitivement calcaire, le ciment est maintenant calcaréo-siliceux.

Ce pseudo-silex est, en réalité, un *quartzolithe*.

6. Silex à Foraminifères et Diatomées[1]. — A cette roche se rapporte un échantillon incrusté de fossiles divers, à l'état de moules siliceux (*P. lapidum, Natica,* etc.), recueilli à Essonnes (Seine-et-Oise), mais non en place. La tranche fait ressortir d'autres moules et des vides résultant d'une oblitération incomplète de cavités organiques.

Examinées avec le condenseur relevé, les coupes ne laissent pas soupçonner la moindre trace de microorganismes. Par contre, si l'on procède à leur analyse avec le condenseur fortement descendu, une infinité de sections se dégagent avec leur structure conservée, malgré la silicification complète du dépôt. Il est vrai de dire que ces silex sont pétris de restes organiques.

Les Foraminifères sollicitent les premiers l'attention. Règle générale, leurs représentants sont petits et caractérisés par un test finement perforé ou imperforé. Tous sont multiloculaires. Seules, quelques *Miliolites* ont pu être identifiées. Des dizaines d'individus, sans parler de leurs débris beaucoup plus nombreux, restent indéterminés, ce qui n'entraîne aucun doute sur leur attribution aux Foraminifères.

Le groupe des Radiolaires est réduit à un individu, pluriloculaire, en forme de cloche.

Quelques sections paraissent relever d'Ostracodes et de Gastéropodes.

[1] L. Cayeux, Existence de silex à Diatomées dans les caillasses du calcaire grossier des environs de Paris (*C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXX, 1925, p. 1670-1672).

De plus, il existe en de nombreux points des débris de réseau à mailles très fines, régulières, exceptionnellement ordonnées en files radiales, rappelant le réseau de la face valvaire de certaines Diatomées, telles que *Coscinodiscus*, etc. Des plages, où ces réseaux sont d'une grande fréquence, font songer au tripoli d'Oran. A la vérité, cette structure crée une forte présomption en faveur de la présence de Diatomées, sans suffire à elle seule pour en démontrer l'existence. La démonstration est fournie par de très rares individus, régulièrement limités, en forme de calottes aplaties, ornées d'un semblable réseau et figurant des valves vues par leur face connective. Avec ces matériaux, on observe des pseudo-bâtonnets renflés à une extrémité, striés transversalement et munis d'un raphé apparent. D'autres, d'aspect scalariforme, ne peuvent être rapportés aux Diatomées qu'avec beaucoup de doute.

Cette roche fournit, outre les débris dont il vient d'être question, des éléments beaucoup plus longs que les précédents, pas toujours rectilignes, également striés dans le sens transversal, avec une sorte de ligne axiale comparable au raphé. Leurs dimensions cadrent mal avec ce que l'on sait des Diatomées. Toutefois, parmi les formes que j'ai signalées autrefois dans les grès-tuffeaux du Nord, il existe des types dont l'attribution aux Diatomées est certaine, et qui se rapprochent, à tous égards, des précédents. Provisoirement, il est prudent d'admettre que leur nature reste problématique.

En somme, et je tiens à le bien souligner, les éléments qui se réclament avec certitude des Diatomées sont en nombre très restreint pour le moment. Mais il suffit que leur présence soit hors de discussion pour que ces Algues acquièrent une grande importance au point de vue pétrogénétique. C'est qu'en effet les transformations profondes subies par le dépôt et la destruction d'organismes, nécessaire pour élaborer la silice des silex, laissent fort peu de chances à des carapaces de Diatomées, à la fois exiguës et d'épaisseur extrêmement réduite, de ne point disparaître jusqu'à la dernière. Qu'il s'en trouve encore quelques-unes, cela veut dire, si je ne me trompe, qu'il en existait beaucoup dans le principe.

Entre les nicols croisés, la véritable constitution du dépôt échappe en grande partie, en ce sens que la silhouette des organismes, Mollusques et Ostracodes exceptés, est effacée ou mal définie. Nombre d'éléments en forme de bâtonnets font exception, dans une certaine mesure. Des sections de Foraminifères peuvent également ressortir, par suite d'une différenciation de la calcédonite qui les fossilise. Des coquilles à section elliptique, amygdalaire ou subcirculaire,

restées partiellement calcaires et le plus souvent silicifiées en totalité, ont été le point de départ d'une manière d'être spéciale de la silice. On y voit de la calcédonite en fibres longues ou très petites, du quartz associé à de la calcédonite, en grains rassemblés parfois en grand nombre au centre des sections. Des morceaux de coquille de grande taille sont calcédonieux ou quartzifiés.

L'intervention de matériaux détritiques n'est pas du tout certaine. L'hésitation porté sur quelques grains de quartz qui sont peut-être clastiques, bien que leurs contours soient festonnés, leur isolement dans la masse plaidant seul en faveur d'une origine détritique. La présence de nombreux éléments de quartz secondaires groupés ne permet pas de conclure.

Abstraction faite des menus débris organiques indéterminables qui sont légion, le fond de la roche se résout en calcédonite, cristallisée en fibres courtes, souvent accompagnée d'un peu de quartzine et, par places, d'opale mamelonnée, concentrée dans les cavités d'origine organique.

Contre toute attente, la roche procède d'une boue fine, calcaréo-siliceuse, principalement caractérisée par des Foraminifères et Diatomées. Son origine est donc marine et non lagunaire.

L'existence des Diatomées est à retenir tout spécialement, non seulement en ce qu'elle nous met en présence d'une source insoupçonnée de silice organique pour le calcaire grossier, mais parce qu'elle pose nettement la question de leur intervention dans la genèse d'autres accidents siliceux qui n'ont pas encore reçu d'explication satisfaisante.

Conclusions. — Au point de vue minéralogique, les accidents siliceux des caillasses calcaires réalisent trois types distincts, respectivement caractérisés par la grande prédominance du quartz ou de la calcédonite, et par une association intime de calcédonite, de quartzine et de quartz. Le quartz clastique y figure ou non, et il peut même revêtir une grande fréquence, l'accroissement secondaire des grains paraissant la règle.

Pas un seul échantillon ne renferme une faune microscopique qui ne soit marine. En l'état des connaissances, cette faune comprend des Foraminifères, des Spongiaires et Diatomées, abstraction faite des types non identifiables et d'un seul Radiolaire.

L'existence, jusqu'ici insoupçonnée, de spicules d'Éponges et de quelques Diatomées conservées me paraît trancher la question de l'origine de la silice

concentrée sous forme de silex ou de soi-disants silex. En somme, le problème n'est qu'un cas particulier de la formation des silex de la craie.

Il est clair que sous le nom de *silex des caillasses*, on désigne tout un complexe qui ne relève des silex proprement dits que pour une minime partie, et comprenant des *silex typiques*, des *silex aberrants* au point de vue minéralogique, des *quartzolithes*, des *gaizes*, des *spongolithes* et des *cherts*. Le seul caractère commun à ce groupe est de manquer de patine.

De cette étude, qui est loin d'embrasser la totalité des accidents siliceux des caillasses, il résulte qu'une analyse micrographique détaillée s'impose pour rechercher dans quelle mesure l'histoire des caillasses a fait place à des épisodes marins. A la lumière du microscope, elle paraît, d'ores et déjà, beaucoup moins simple qu'on ne l'avait supposé jusqu'ici.

B. «SILEX» DU CALCAIRE DE SAINT-OUEN (*pars*).

De même que les caillasses, la formation dite de Saint-Ouen renferme des accidents siliceux développés en milieu calcaire. On n'y connaît pour l'instant que deux types pétrographiques se rapportant à des *quartzolithes* et à des *silex* proprement dits. Ceux que j'ai observés en place gisent en rognons isolés; j'ignore s'ils engendrent quelque part de véritables bancs.

Plus variable que celle des « silex » des caillasses, leur teinte oscille du gris blanc au noir, en passant par le blond et le brun chamois de plusieurs nuances. Tous ces accidents siliceux paraissent homogènes, sauf quand ils font place à des coquilles (Limnées). La cassure fine, ou très fine, est parfois comparable à celle des silex les plus typiques.

Le type quartzolithe rappelle à s'y méprendre celui des caillasses calcaires. Un résidu de calcite, d'importance négligeable, s'y observe ou non.

Plus répandues, les variétés calcédonieuses diffèrent surtout entre elles par la présence ou l'absence de restes organiques, ainsi que par leur teneur en carbonate de chaux. Il s'en trouve parmi elles que les plus grandes affinités rattachent aux silex typiques des caillasses. La recristallisation du résidu calcaire y peut être observée, mais en tant que phénomène très exceptionnel. Ce groupe fournit des sections qui, aux faibles grossissements, paraissent se rapporter à des quartzolithes, par suite de l'apparence très peu fibreuse

de la calcédonite signalée plus haut. De la calcédonite typique y figure d'ailleurs.

Calcaires silicifiés. — Je réunis sous cette rubrique des calcaires de Saint-Ouen qui permettent d'observer la silicification à ses débuts et à des stades plus ou moins avancés, sans jamais faire à la silice une place prépondérante. On y constate avec une netteté particulière que l'épigénie débute simultanément en une foule de points, sous la forme de nids minuscules de calcédonite en éléments très exigus. Dans l'étendue d'une plaque mince, c'est par centaines qu'on peut compter les centres de cristallisation de la silice disséminés dans la masse calcaire. En se développant de plus en plus ces tout petits amas finissent par se rejoindre et par isoler plus ou moins des témoins calcaires, stade qui laisse encore la prédominance au carbonate de chaux. Lorsque dans un pareil milieu il existe des Gastéropodes intacts, leurs cavités jouent le rôle de géodes. La silice y cristallise en petits sphérolithes de calcédonite, susceptibles d'éliminer la totalité de la calcite, et, par exception, de faire une petite place au quartz. Contrairement à ce qui a été observé dans les silex plus ou moins achevés du même horizon, les coquilles sont fréquemment épigénisées par la calcédonite. Elles le sont toujours de manière à conserver leur dessin, même lorsque la coquille est remplie de calcédonite. Quant aux diverses couches qui formaient le test calcaire, elles restent délimitées ou non après silicification.

Une deuxième manière d'être du phénomène de substitution limite beaucoup le nombre de centres de silicification, circonstance qui tend à engendrer un calcaire bréchoïde.

Un dernier facies, non moins rare que le précédent, montre la silice presque tout entière à l'état d'opale indifférenciée, occupant de grandes plages où elle laisse subsister du calcaire en proportion très variable. De la calcédonite typique peut intervenir en même temps que l'opale en laissant la première place à celle-ci.

L'analyse des accidents siliceux du calcaire de Saint-Ouen ne fournit pas le moindre indice relatif à l'origine de la silice.

C. SILEX DU CALCAIRE BLANC DE L'AGENAIS.

Le calcaire blanc lacustre de l'Agenais du Sud de Monbahus (Lot-et-Garonne), silicifié en grand, fournit deux variétés d'accidents siliceux qui s'éloignent beaucoup du silex proprement dit[1].

Le type le plus répandu est une roche siliceuse, gris blanc laiteux, d'aspect mat, très fine, à cassure large, parfois conchoïdale, un peu translucide sur les bords, laissant toujours deviner une certaine hétérogénéité. L'autre variété revêt toutes les apparences du silex résinite, doué d'un éclat gras très prononcé, subvitreux ou franchement vitreux, dont tous les caractères physiques trahissent la présence d'une forte proportion de silice hydratée. Quelles qu'elles soient, les concentrations siliceuses qualifiées de silex sont inséparables de la gangue, à laquelle elles passent par degrés très insensibles.

Au microscope, le calcaire, presque aussi fin qu'une craie blanche, ne montre pas la plus petite trace organique. Observée à son début, la silicification engendre de petits nids et traînées de calcédonite en fibres relativement longues, généralement groupées en éventails, et, par exception, du quartz. Très développée, elle donne naissance à des accidents siliceux d'un type aberrant. Examinées en lumière réfléchie, les coupes accusent un reflet très opalescent. Entre les nicols croisés, le fond du type résinite ne réagit pas du tout sur la lumière polarisée, sauf aux points où de la calcédonite, fort accessoire, s'est développée sous forme de veinules et de nids.

Celui des « silex » à cassure terne se montre franchement nuageux en de grandes plages, qui font songer bien plus à du verre comprimé qu'à la matière d'un accident siliceux. Tout ce qui n'est pas silice isotrope, en moyenne très dominante, se rapporte à la silice cristalline, individualisée en fibres indiscernables aux faibles grossissements, groupées en taches et traînées, vaguement dessinées, se détachant en bleu ardoisé entre les nicols croisés. Ces fibres ont une tendance très marquée à se grouper parallèlement, et non en éventails ou sphérolithes, ce qui entraîne l'extinction simultanée pour un grand nombre. Il arrive, dans ces conditions, que des traînées ou des plages s'éteignent d'un

[1] Une très belle série de ces soi-disants silex m'a été envoyée par M. J. Blayac, professeur à l'Université de Montpellier.

seul coup; ce qui est pour beaucoup dans le facies très particulier de la roche en section mince. En outre, cette silice n'est pas de la calcédonite, mais de la quartzine. Quant à l'opale, il est de règle qu'elle soit complètement indifférenciée dans toutes ses parties.

Dans le milieu ainsi constitué, il reste ou non des témoins de calcaire sous la forme d'îlots, de traînées, de grandes plages, les uns et les autres très déchiquetés, et plus fréquemment d'une fine poussière. Les seuls éléments, autres que la silice secondaire et le carbonate de chaux, appartiennent au quartz clastique dont la présence en grains très clairsemés est presque constante.

Somme toute, les accidents minéralogiques du calcaire blanc de l'Agenais possèdent en propre trois caractéristiques fondamentales : le grand rôle de l'opale qui vient au premier rang, la fréquence de la quartzine remplaçant la calcédonite, reléguée à l'arrière-plan lorsqu'elle existe, et le groupement spécial des fibres de quartzine.

En bonne logique, le vocable silex doit être exclu de la terminologie servant à classer les accidents siliceux de ce calcaire. En raison des variations de composition observées, on peut les désigner sous les noms d'*opale résinite* et d'*opale résinite quartzineuse*, tout en les faisant rentrer dans un groupe plus général qui sera celui des *opalites*.

Rien dans le dépôt ne laisse entrevoir la source de la silice.

D. «SILEX» DU TRAVERTIN DE CHAMPIGNY.

On sait que le gypse du Tertiaire parisien passe latéralement à un dépôt de calcaire laguno-lacustre, désigné sous le nom de travertin de Champigny.

Très bien caractérisé comme dépôt d'eau douce, le travertin en question est tantôt, un calcaire crayeux, tantôt, un calcaire dur et siliceux. Sa puissance est de 40 mètres au maximum. Le dépôt est le plus souvent pur de toute inclusion visible à l'œil nu, ou chargé de rognons, amas et « bancs » siliceux.

A ma connaissance, ces produits de silicification ne dépassent pas 4 mètres d'épaisseur.

A l'œil nu, les accidents siliceux du travertin de Champigny se présentent avec une physionomie aberrante en tant que silex. Tel échantillon montre un fond de silex particulièrement translucide et corné, passant brusquement à une roche blanche, crayeuse et tendre, et englobant des noyaux du même calcaire

crayeux. En forme de rognons, il affecte des contours très découpés, en même temps qu'il est creusé de cavités tapissées de silice concrétionnée. Par endroits, il est doué d'un reflet opalescent très prononcé. Tel autre présente une structure bréchoïde, caractérisée par des éléments de calcaire gris jaunâtre, très dur, pouvant mesurer plusieurs centimètres, inclus dans une sorte de silex grisâtre, hétérogène dans sa pâte, avec parties très fines opalescentes et parties grenues un peu écailleuses. L'un et l'autre type, toujours dépourvus de patine, évoquent beaucoup plus l'idée de meulière que de silex proprement dits.

Des calcaires subordonnés au travertin de Champigny sont à la fois géodiques dans leur ensemble et un peu bréchoïdes d'aspect, de par l'existence d'une trame siliceuse qui pénètre et divise toute la masse. Les cavités, susceptibles d'atteindre plusieurs centimètres, sont tapissées par une silice très opalescente, concrétionnée, revêtue de nombreux quartz hyalin, à l'intérieur. J'ignore quel rôle joue ce type de calcaire dans la formation. Au microscope, les calcaires crayeux et certains calcaires siliceux compacts et durs témoignent d'une finesse comparable à celle de la craie la plus fine. Les autres, tout au moins en partie, sont formés d'une calcite, largement cristallisée en éléments allongés, tendant vers des groupements sphérolithiques.

Les « silex » mêmes réalisent deux types extrêmes avec tous les termes de transition : silex très riche en témoins calcaires, passant par tous les intermédiaires au calcaire à peine silicifié, et silex qui n'a conservé que d'insignifiantes traces de carbonate de chaux. Dans les deux modalités les caractères de la silice sont identiques, et rien n'est plus évident que les concentrations siliceuses sont des produits de substitution au carbonate de chaux. C'est d'ailleurs ce que font supposer les échantillons renfermant des inclusions de calcaire-témoin aux contours irréguliers et corrodés.

En lumière blanche avec le condenseur baissé, on voit que toute la silice, hormis le quartz, est caractérisée par un aspect concrétionné, marchant de pair avec un reflet légèrement opalescent en lumière réfléchie. Cette silice revêt différents états : *quartz, quartzine, calcédonite* et *opale.*

Calcédonite. — Elle vient au premier rang, en quoi les accidents siliceux en question relèvent des silex. Le minéral est cristallisé en éléments à peine plus grands que ceux des silex de la craie, sans manifester la moindre tendance au groupement en éventails ou en sphérolithes. Cette manière d'être est réalisée en de grandes plages à l'exclusion des autres. Plus fréquemment,

elle est associée à une calcédonite en fibres plus ou moins longues, ordonnées dans les coupes minces en secteurs, très fermés et accolés pour constituer des amorces de couronnes ou des couronnes entières, situées, par exemple, en plein amas de calcédonite finement cristallisée. Non moins souvent, la calcédonite en longues fibres constitue des sphérolithes et des éventails, isolés ou groupés dans des plages de la première variété. Selon la place réservée à chaque façon d'être, il en résulte des facies extrêmement différents pour les plages siliceuses d'une seule et même section mince.

Calcédonite et quartzine. — L'intervention de la quartzine est la source de nombreuses variations. Deux cas très différents s'observent : tantôt, les deux éléments se développent en toute indépendance ; tantôt, ils font partie de groupements où un ordre donné préside à leur distribution.

On peut voir, notamment, des traînées de calcédonite en fibres, petites ou moyennes, renfermant en leur centre de la quartzine, cristallisée en sphérolithes incomplets, moulés les uns sur les autres. La plus grande biréfringence de la quartzine la fait nettement ressortir du fond calcédonieux. On voit encore dans des échantillons, presque entièrement silicifiés, de la quartzine en éventails, étroits, isolés, ou rassemblés, distribués en nombre variable et n'importe comment, dans la calcédonite dont elle est indépendante. Par exception, semble-t-il, elle tend vers la forme sphérolithique. En d'autres cas, la quartzine prend part à la formation de sortes d'orbicules au centre calcédonieux qu'elle entoure de tous côtés ou non, pour engendrer un sphérolithe à noyau de calcédonite non orientée. Ou bien encore, elle forme, à elle seule, des concrétions irrégulières et allongées. Elle est alors le plus souvent ordonnée normalement à la surface, à l'extérieur, et distribuée confusément au centre. Toute association avec la calcédonite impliquant une orientation des deux silices montre, par exemple, une couronne périphérique de calcédonite, entourant de la quartzine, les deux silices étant ordonnées perpendiculairement à la surface de la concrétion.

Calcédonite et quartz. — Quelques concrétions à base de calcédonite, orientée ou non, renferment à l'intérieur un peu de quartz cristallisé en grains, de dimensions comparables moulés les uns sur les autres.

Calcédonite, quartzine et quartz. — Il arrive que des concrétions formées

de calcédonite et de quartzine, l'une et l'autre en fibres orientées comme il a été dit plus haut, renferment quelques grains de quartz ou des îlots de grains moulés les uns sur les autres, toujours relégués à l'intérieur. D'autres fois, la calcédonite et la quartzine se combinent en larges zones alternantes, concentriques, rappelant l'association des deux éléments observée par M. Lacroix dans une calcédonite de La Grisière en Flacé-lès-Mâcon (Saône-et-Loire)[1] avec cette différence qu'un peu de quartz en grains, isolés ou non, est concentré au cœur même de la concrétion, à la séparation des deux zones de quartzine.

Quartz. — Il peut exister, à l'exclusion de la calcédonite et de la quartzine, sous forme de grains susceptibles d'être très nombreux, tous de dimensions comparables, isolés dans du calcaire formant une trame très ténue, ou soudés les uns aux autres. Dans les deux cas, le minéral est susceptible de revêtir sa forme cristalline et de fournir de nombreuses sections rigoureusement hexagonales. Des nids de quartz secondaire de toute importance se développent ainsi en plein calcaire.

En cas de silicification généralisée, on peut observer de vastes plages composées de calcédonite, de quartz et de quartzine, réparties sans la moindre trace d'orientation, le quartz formant des amas de quartzolithe ou des grains libres dans la calcédonite.

Le terme ultime de la série de complications correspond à des plages, où l'on voit s'isoler dans un fond de calcédonite cryptocristalline de petits amas irréguliers aux contours arrondis, de constitution différente et bien individualisés. Ce sont des nids de quartz en grains, de calcédonite moins finement cristalline que la gangue, ou des complexes. Bien qu'il soit impossible de démontrer que la roche-mère n'était pas homogène, il est probable qu'une telle structure procède d'un sédiment renfermant des éléments remaniés.

Poussée à l'extrême, la silicification ne laisse subsister que de tout petits témoins rongés et des particules de calcite à peine perceptibles, libres ou incluses dans la silice. Des plages, renfermant des légions de minuscules points de calcite, ne représentent au total qu'une masse de carbonate de chaux à peine pondérable. Moins développée, elle respecte des îlots, des traînées, etc.

[1] A. Lacroix, Minéralogie de la France, t. III, 1901, p. 131, fig. 3.
L. Cayeux, Introduction, etc., pl. IV, fig. 4.

En aucun cas, les parties silicifiées ne renferment d'éléments d'apparence organique, si bien que la source de la silice reste indéterminée.

On peut conclure de la précédente étude que les accidents siliceux du travertin de Champigny sont très étroitement apparentés à la meulière. De même que dans les calcaires lacustres d'où procède cette roche, la silicification paraît avoir débuté simultanément en une foule de points, ce qui différencie nettement le processus de formation des « silex » du travertin de Champigny de celui des silex typiques de la craie. Du point de vue minéralogique, l'apparentement avec la meulière est l'évidence même. Au surplus, le problème de l'origine de la silice est rigoureusement le même que pour les meulières. De part et d'autre la roche-mère est un calcaire lacustre dont la silicification est restée quelque peu mystérieuse jusqu'à présent.

E. MEULIÈRES.

(Syn. : *silex meulière, pierre à meule, pierre meulière, quartz* ou *silex molaire, silex cellaleux, silex carié, silex corné, silex jaspoïde.*)

(Pl. XXVI, fig. 103; Pl. XXVII, fig. 104-107 ; Pl. XXVIII, fig. 111-113.)

Les accidents siliceux en milieu calcaire lacustre, désignés sous le nom de meulières, occupent une grande place dans le Tertiaire parisien, et, par surcroît, ils représentent un facteur économique d'importance, en raison des matériaux très estimés qu'ils fournissent pour la construction et la fabrication des meules.

De tout temps, on a employé des pierres pour broyer et moudre. C'est dire que le terme meulière doit être d'origine fort ancienne. Il l'est, en effet, et Buffon mentionne les *mylitos litos, mylios litos* et *lapis molaris* des Grecs et Romains. Aristote, notamment, parle de pierre molaire, c'est-à-dire de pierre utilisée pour moudre. Haüy définit la roche en question « quartz-agate *molaire*, vulgairement *pierre meulière* » [1]. Mais, ainsi que Guettard en faisait déjà la remarque, en 1758, on a désigné sous le même nom des roches différentes, soit des « espèces de poudingues » soit « une variété de la pierre à fusil ordinaire » [2]. C'est uniquement de celle-ci qu'il sera question dans cette étude.

[1] L'Abbé Haüy, Traité de Minéralogie, 2e éd., t. II, 1822, p. 267.

[2] Guettard, Mémoire sur la pierre meulière (*Hist. de l'Ac. roy. des Sciences.* An. MDCCLVIII, p. 207).

A l'origine, le terme meulière servait exclusivement à désigner la pierre susceptible d'être taillée en meules. Avec le temps, il a été étendu aux matériaux de même constitution, impropres à la confection des meules, parce que trop petits ou de qualité insuffisante.

Dans le Bassin de Paris, la meulière occupe deux niveaux distincts, tous deux d'origine lacustre, l'inférieur dans le calcaire de Brie (Sannoisien) et le supérieur dans le calcaire de Beauce (Aquitanien). D'où la distinction habituelle d'une *meulière de Brie* et d'une *meulière de Beauce* ou de *Montmorency*. On a signalé des meulières en d'autres régions, et notamment dans le Bassin de l'Aquitaine. En fait, toutes les meulières typiques de France relèvent du Tongrien et de l'Aquitanien, c'est-à-dire d'une époque caractérisée par un développement exceptionnellement important de dépôts lacustres et laguno-lacustres.

MEULIÈRES DE BRIE ET DE BEAUCE.

Ces meulières, les seules qui seront analysées, présentent, l'une et l'autre, un grand développement dans la région parisienne.

La meulière de Brie atteint son maximum de développement à l'Est de Paris, où elle forme une bande longue d'environ 75 kilomètres, entre Meaux, à l'Ouest, et Épernay à l'Est, et large de quelque 40 kilomètres, comptés du Nord au Sud. C'est dans ce domaine, situé à cheval sur les départements de la Marne et de Seine-et-Marne, et jalonné dans ses limites par La Ferté-sous-Jouarre, Château-Thierry, Reims et Sézanne, que la pierre meulière proprement dite a été l'objet d'une exploitation extrêmement importante. L'activité a été particulièrement grande en trois centres : La Ferté-sous-Jouarre (Seine-et Marne), Montmirail et Ablon-Saint-Martin (Marne). D'après Dufrénoy [1], il y avait, en 1834, plus de 300 carrières près de La Ferté-sous-Jouarre, et au moins 150 aux environs de Montmirail. A La Ferté « le banc de meulière » mesurait de 3 à 5 mètres [2].

[1] Dufrénoy, Rapport sur le gisement des pierres meulières des environs de Paris, leur exploitation, etc. (*Bull. Soc. Enc. Ind. Nat.*, 1834, 33e An., p. 397-405 et p. 411-427).

[2] Une des conditions requises pour que la meulière puisse servir à fabriquer des meules est l'existence de trous nombreux, petits et uniformément répartis. La variété blanc bleuâtre, qui est la plus calcédonieuse de toutes, est la plus estimée. Au temps de Dufrénoy, les gisements étaient

La meulière de Beauce est très largement représentée dans toute la région parisienne dont elle couronne les plateaux. Elle y est accessible en une foule de points (Bellevue, Orsay, Chevreuse, Versailles, Trappes, Cormeilles, Sannois, Montmorency, etc.). A la différence de la meulière de Brie, celle de Beauce n'a été exploitée, en tant que pierre à meules, qu'en trois ou quatre points dont les deux principaux sont : Les Molières (de *Moleriae*, c'est-à-dire pays des meulières), au Sud de Chevreuse, et Les Alluets[1], dans le canton de Poissy. L'exploitation de la meulière y fut entreprise de temps immémorial pour l'alimentation de Paris, et l'on sait qu'elle y battait son plein dès le XII^e^ siècle[2]. La qualité des produits était très inférieure à celle de la meulière de Brie.

La distinction des deux meulières est généralement possible. M. G. F. Dollfus oppose la « *meulière grise* » de Brie à la « *meulière rouge* » de Montmorency. Et il précise en ajoutant : « La meulière de Beauce se distingue de la meulière de Brie par sa couleur plus claire, blanc jaune, et non gris souris, par sa texture bien plus celluleuse, par sa surface plus rubéfiée et non pas jaune... [3] ». La vérité est que, dans l'ensemble, les échantillons des deux meulières se séparent aisément, mais que certains types considérés isolément sont difficiles à classer.

Caractères physiques. — De tous les accidents siliceux en milieu calcaire, la meulière est assurément la plus sujette à variations. Entre les silex proprement dits, il y a un air de famille des plus évidents ; entre les différentes meulières, il peut exister de telles dissemblances qu'elles donnent l'impression de roches foncièrement distinctes. Il suffit de jeter un coup d'œil sur une collection des principaux types des environs de Paris, ou de faire connaissance avec la terminologie employée jusqu'ici pour se convaincre de la non-fixité des caractères pétrographiques de cette roche.

En réalité, la meulière est une roche, tantôt compacte, à grain très serré, tantôt plus ou moins riche en vides, voire celluleuse et spongieuse. C'est

tels qu'on en tirait en moyenne quatre épaisseurs de meule sur une même verticale. Une meule de premier choix, mesurant 2 mètres de diamètre, se vendait 1,200 francs vers 1822.

[1] Ces deux centres d'extraction avaient une telle importance qu'ils étaient fortifiés.

[2] Ch. Coquebert, Description des carrières de Pierre à meule qui existent dans la commune des Molières, département de Seine-et-Oise (*Journ. des Mines*, 4^e^ trim., N° 22, an IV, p. 25-36).

[3] G. F. Dollfus, Note sur une nouvelle carte géologique des environs de Paris, 1888, p. 183.

encore une roche opaque qui ne rappelle en rien les silex, ou translucide sur les bords avec un aspect corné qui l'apparente aux silex pyromaques, comme on l'a reconnu depuis longtemps. Elle peut présenter une certaine uniformité de constitution dans toute sa masse, ou passer à la brèche par l'inclusion de noyaux, ressortant comme des corps étrangers. Telle meulière peut être pétrie de fossiles, telle autre n'en montre aucune trace. Et quelle variété dans un type donné, comme la meulière compacte, la meulière dite cariée, etc., dès qu'on observe la roche d'un peu près !

La couleur elle-même contribue, pour une bonne part, à introduire une grande diversité d'apparence dans le groupe. Par la variété de son degré de fréquence, l'oxyde de fer est, par excellence, l'élément de différenciation au point de vue chromatique. La meulière est blanchâtre, grise, jaunâtre, rosâtre, rougeâtre, fauve, brune, noirâtre, etc. Il en existe de blanchâtres avec une nuance bleuâtre.

Tout naturellement, la cassure reflète une telle hétérogénéité de caractères. Elle est quelque peu rugueuse, irrégulière, plane, conchoïdale comme celle de beaucoup de silex, terne ou luisante, d'aspect opaque ou finement cristalline.

La densité moyenne est de 2.5. Une meulière compacte de Brie, recueillie à Bicêtre, a donné 2.49.

Mode de gisement. — La meulière n'est pas seulement variée dans ses propriétés physiques, elle l'est encore dans son gisement. Il y a longtemps que la singularité en a été soulignée, et qu'on s'en est autorisé pour émettre sur l'origine du dépôt des opinions qui ne peuvent plus avoir cours aujourd'hui.

La caractéristique fondamentale des meulières, c'est *qu'elles représentent des accidents siliceux en milieu calcaire lacustre, extraits et indépendants de la roche-mère.* Dans une certaine mesure, leur gisement forme pendant à celui de l'argile à silex de la craie. Jamais il ne montre ses matériaux ordonnés comme les silex proprement dits, ou disposés en couches régulières et successives comme dans un dépôt sédimentaire ordinaire, engendré dans l'eau sous l'influence de la pesanteur.

Les circonstances particulières du gisement de la meulière varient d'une carrière à l'autre, notait déjà Dufrénoy en 1834. Rien n'est plus vrai. Quoi qu'on en ait dit, la meulière ne forme jamais de bancs à proprement parler. Comme l'a observé Dufrénoy, elle engendre tout au plus de gros blocs très irréguliers, présentant dans leur ensemble une certaine continuité « qui permet

de regarder les meulières comme formant un ou plusieurs bancs »; mais « le nombre et la puissance de ces bancs varient presque de toise en toise »[1]. Tel est le cas pour la meulière de Brie des régions de La Ferté-sous-Jouarre, Montmirail, etc. Dans toutes ses manières d'être, l'unité à considérer est *le bloc de n'importe quelle taille*. Règle générale, les blocs sont irréguliers, anguleux, d'aspect souvent brisé avec arêtes tranchantes, fixés dans toutes les positions, et accompagnés d'éléments plus petits d'aspect fragmentaire. Par exception, la meulière affecte la forme de boules et de miches (sphéroïdes et ellipsoïdes) à structure concentrique (Franconville, Montmorency, Les Molières, Cormeilles, etc.), plus ou moins comparables aux silex de la craie.

Sous toutes leurs formes, ces accidents siliceux gisent dans une matière plus ou moins argileuse et ocreuse, dont la nature exacte n'a fait l'objet d'aucune recherche, généralement connue sous le nom d'argile à meulières. A ma connaissance, cette gangue n'est rien de plus qu'un sable grossier argileux, mais peut-être le produit comporte-t-il de multiples variétés. Pour ainsi dire toujours ferrugineuse, l'argile à meulières est teintée en jaune, rouge, brun ou panachée de rouge et de gris blanc, ou colorée en gris blanc et parfois en gris, pur de tout mélange,

L'ensemble donne généralement l'impression de quelque chose de désordonné, de chaotique, qui fait songer à un dépôt, profondément modifié en quelque manière depuis son origine. Qu'on y ait vu, à un moment donné, le résultat d'un remaniement des matériaux constituants, on ne saurait s'en étonner.

Constitution minéralogique des meulières.

Pas plus que le terme silex, employé dans son acception la plus large, celui de meulière n'est caractéristique d'une entité minéralogique définie. Si l'on met à part la *calcite*, dont on peut retrouver des témoins en toutes proportions, deux éléments de la meulière sont vraiment essentiels tour à tour : *la calcédonite*, qui l'emporte notablement en moyenne, et le *quartz*. L'*opale* intervient pour ainsi dire toujours, mais sauf exception, elle est loin de compter comme élément essentiel. Deux autres silices, la *quartzine*, d'abord, et la *pseudo-*

[1] J. Dufrénoy, *op. cit.*, p. 405.

calcédonite, ensuite, entrent en ligne de compte, à titre d'éléments exceptionnels, absents dans la plupart des meulières.

A quelque groupe qu'elles appartiennent, les préparations sont voilées, et toutes, examinées sous un certain angle en lumière réfléchie, accusent un reflet plus ou moins opalescent. Leur teinte varie entre le gris très clair et le gris jaunâtre. Différentes matières en troublent la limpidité.

D'abord, il est des impuretés qui abondent sous forme de minuscules points opaques, répartis uniformément ou groupés, de manière à engendrer des mouchetures, des taches, des traînées et parfois des concentrations très denses. Dans l'ensemble, il s'agit d'un complexe où figurent des matières ferrugineuses, organiques et argileuses, et des témoins de calcite auxquels il faut peut-être ajouter de l'oxyde de titane. Du point de vue morphologique, ces impuretés réalisent deux facies. Les unes, pourvues de contours bien arrrêtés et d'une teinte très foncée, sont au moins, pour partie, de nature ferrugineuse; les autres, en grande majorité, colorées en gris, mal délimitées, avec des contours très irréguliers, se réclament surtout de la matière organique.

Ensuite, il existe un pigment d'opale non résoluble en petites particules et qui voile tant soit peu toutes les préparations, même les plus pures. Son degré de concentration est très variable.

Dans l'importante série d'échantillons que je vais passer en revue, on peut distinguer, au point de vue minéralogique, deux termes extrêmes très différents l'un de l'autre : une meulière qui se résout en *quartzolithe*, c'est-à-dire en une sorte de quartzite composé de quartz secondaire, et une meulière à facies de *silex*. La répartition de la totalité des meulières en deux groupes fondés sur cette distinction est, au fond, très arbitraire, car il existe une infinité d'intermédiaires à caractères mixtes.

Meulière à facies de quartzolithe. — Au microscope, la meulière à structure de quartzite est une roche à peu près homogène ou non. Dans le premier cas, elle revêt toutes les apparences d'une fine mosaïque de granules de quartz moulés les uns sur les autres, comme les éléments d'un quartzite typique. Avec un grossissement d'environ 180 diamètres, on observe que les petits grains, très irréguliers de forme, empiètent largement les uns sur les autres (Pl. XXVIII, fig. 111, *a*), déterminant une apparence moirée dans beaucoup d'éléments. Un examen plus approfondi fait apparaître un rudiment

de structure fibreuse dans une série de granules et un passage certain du quartz à de la calcédonite. Ce passage échappe, de prime abord, et une fois averti de son existence, on se convainc bien vite qu'il y a moins de quartz dans la roche qu'il ne semblait au premier coup d'œil. Les échantillons analysés diffèrent beaucoup entre eux à cet égard, les uns faisant à la calcédonite une place des plus accessoires et les autres établissant une transition à la meulière-silex. Mais toujours ce minéral intervient tant soit peu. Dans les spécimens les plus largement cristallisés, il existe de grandes plages exclusivement quartzeuses. L'analyse en lumière blanche avec le condenseur baissé fait ressortir dans toutes les préparations l'existence d'un fond très concrétionné.

Les variantes ne manquent pas, car aucune section n'est uniformément constituée dans toute son étendue. Il existe, par exemple, des plages plus finement cristallisées que d'autres, lesquelles se montrent moins limpides ou plus voilées, en raison du plus grand dévoppement du fond de silice amorphe. Parfois compacte, la meulière de ce type peut comporter des vides, et voire même en être criblée. C'est alors que la meulière prend le caractère de quartzolithe le plus net et que la cristallisation du quartz est le plus large.

Meulière à facies de silex. — La meulière à facies de silex, que nous savons se rattacher par toutes les transitions à la meulière-quartzolithe, n'a d'individualité bien nette, comme celle-ci, qu'à la limite de la série. En lumière blanche, elle fournit les sections les plus voilées et les plus sales du groupe, mais elle en montre d'aussi limpides que la première. Cette seconde variété renferme une matière grise qui, loin d'être réduite au rôle de pigment, constitue un élément important.

Abstraction faite de la calcédonite largement cristallisée, qui est loin d'appartenir en propre à la meulière-silex, la roche est, en moyenne, plus fine de grain que la meulière du type quartzolithe. Maints échantillons reproduisent en lumière polarisée l'aspect cryptocristallin qui est la règle dans les silex de la craie blanche. Des plages sont à base de calcédonite, à structure fibreuse, vague ou peu marquée, passant au quartz. D'autres sont plus franchement calcédonieuses, tout en restant constituées par la même variété de silice fibreuse.

La calcédonite des meulières réalise une autre manière d'être, immédiatement reconnaissable. Elle forme des nids submicroscopiques et des amas susceptibles de mesurer plusieurs millimètres, signalant ou non leur présence,

en lumière blanche, par une couleur jaunâtre avec ou sans liséré incolore et, dans tous les cas, par un aspect concrétionné plus ou moins accentué. Certains des îlots compris parmi les plus importants, pourvus d'un vide central, sont à ranger parmi les géodes, ce qui ne veut pas dire que toute la calcédonite en question soit liée à l'existence de vides. Ladite calcédonite appartient à la variété cristallisée en longues fibres, engendrant de beaux sphérolithes complets ou tronqués et des éventails (Pl. XXVI, fig. 103, *a*). Par exception, le centre des amas est formé de quartz secondaire. Des échantillons de meulière sont très riches en concentrations de ce type de calcédonite, coexistant avec la variété peu fibreuse, mais sans se fondre avec elle. De toute évidence, l'histoire des deux calcédonites diffère en quelque manière.

Des préparations entières manquent de quartz; d'autres en contiennent une faible proportion. Lorsque le minéral se multiplie, il peut engendrer de véritables îlots.

L'opale qui est partout, en somme, n'est jamais concentrée en amas réfringents comme dans les gaizes. Et là où elle est développée au maximum, elle vient très nettement en seconde ligne après la calcédonite. La substance grise qui contribue le plus à voiler les coupes minces est manifestement une substance amorphe, dont la présence se révèle, entre les nicols croisés, par une trame isotrope qui garde sa teinte grise, émaillée de petits points calcédonieux; les plages, où elle se raréfie, laissent voir la calcédonite avec les caractères indiqués plus haut. Cette matière n'est autre que l'opale. Il y a donc dans les meulières-silex des spécimens qui font une place notable à la silice optiquement amorphe.

La structure concrétionnée atteint sa plus grande netteté dans la meulière essentiellement calcédonieuse. Généralisée comme dans certains échantillons du plateau de Bellevue, elle se signale, dans un examen avec le condenseur baissé, par une infinité de lignes concentriques, très fines, de teinte un peu différente, décrivant des courbes très régulières, lobées et généralement fermées. Il n'est pour ainsi dire pas de préparations, tirées de ces meulières à structure très concrétionnée, qui ne montrent des différenciations morphologiques attribuables à la calcédonite et à l'opale.

Quartzine et pseudocalcédonite (Pl. XXVII, fig. 104). — La quartzine intervient dans la constitution de plusieurs meulières du niveau de Beauce, caracté-

risées par une différenciation globulaire. A elle seule, ou associée à d'autres silices, elle peut constituer une foule de petites sphérules.

Plus rarement, elle se rencontre dans la meulière de Brie, étroitement associée à la calcédonite et à la pseudocalcédonite. Un curieux échantillon, originaire des Buttes-Chaumont, se résout en étroites bandelettes grossièrement parallèles, susceptibles de traverser les préparations de part en part, en alternance avec des traînées de caractère très différent.

Les premières sont constituées par de la pseudocalcédonite en très longues fibres disposées sur deux rangs perpendiculairement aux bandelettes (*b*). En s'écartant, les deux séries de fibres laissent apparaître du quartz en petits granules moulés les uns sur les autres (*a*). Quant aux traînées alternant avec les lames de pseudocalcédonite, elles sont essentiellement formées de calcédonite (*c*), tendant vers la structure sphérolithique, et susceptible de la réaliser, avec ou sans nucléus de quartz au centre des sphérolithes. Au contact même de la pseudocalcédonite, la calcédonite s'oriente parfois normalement aux bandelettes qui se trouvent de la sorte doublées d'un ruban de cette silice.

Dans une pareille roche, la quartzine s'observe au sein des traînées de calcédonite où elle prend part, dans une faible mesure, à la constitution des éventails et des sphérolithes; elle se développe surtout en paquets de longues fibres, généralement associées à de la calcédonite, traversant dans toute leur épaisseur les bandelettes de pseudocalcédonite. On la voit également concentrée en fibres perpendiculaires à quelques paillettes de mica.

La stratification des concentrations de pseudocalcédonite et de calcédonite dans un milieu où l'absence d'ordre est la règle ne s'explique en rien.

Cette variété de meulière présente les affinités minéralogiques les plus étroites avec un silex cénomanien de Fresville (Cotentin), où la silice secondaire est également différenciée en calcédonite, pseudocalcédonite, quartz et quartzine (Pl. XXVI, fig. 101).

Développement de cristaux de quartz. — On a signalé depuis longtemps la présence, d'ailleurs exceptionnelle, de cristaux de quartz hyalin, libres dans des sortes de géodes de la meulière. D'après M. Morin[1], des individus attei-

[1] Maurice Morin, Note préliminaire sur la faune et la flore du calcaire de Brie en Seine-et-Marne (*B. S. G. Fr.*, 4e S., t. 10, 1910, p. 445-449).

gnent jusqu'à 1 centimètre de longueur. Le même auteur note qu'en traitant par l'acide chlorhydrique une « marne sableuse » située à l'intérieur des blocs, il a obtenu « un résidu formé d'argile et d'une multitude de cristaux bipyramidés ».

Par exception, également, on constate l'existence de cristaux de quartz microscopiques, engagés en grand nombre dans des îlots calcaires échappés à la silicification. Tel témoin du calcaire de Beauce (Montmorency), en voie de meuliérisation, en est pétri. Une meulière de Brie très calcarifère en montre également de nombreux. Les individus non soudés sont représentés par des sections transversales et longitudinales de forme géométrique parfaite et par des grains à contours partiellement cristallins. Les autres engendrent de petits amas ornés de pointements. Quelles que soient les manières d'être du minéral, il emprisonne toujours une forte proportion de calcaire non silicifié, principalement au centre de ses éléments. *Nul doute que les cristaux n'aient commencé par arrêter leurs contours définitifs pour se développer ensuite vers l'intérieur.* A ma connaissance, le cas n'est point unique. Le quartz en cristaux paraît faire complètement défaut dans la masse même des meulières typiques. En raison de la localisation observée, on peut se demander si la genèse des cristaux n'est pas le fait d'une silicification tardive, par rapport à la meuliérisation proprement dite.

Minéraux détritiques. — Ils manquent le plus souvent et ne comprennent généralement que du quartz. A son maximum de fréquence, le minéral est tout au plus représenté par quelques individus dans chaque préparation, où ils sont répartis assez uniformément, avec un ordre de grandeur tout autre que celui des granules de quartz secondaire. Dans tous les exemplaires observés, les grains ont subi un accroissement secondaire qui leur assure des contours dentelés. En somme, le rôle du quartz détritique est insignifiant dans l'ensemble, de sorte que la sédimentation dans les lacs de Brie et de Beauce paraît avoir été particulièrement tranquille, les apports de la côte étant plutôt de nature chimique que physique.

Je signale à titre d'unique exception la présence du mica dans une meulière de Brie, recueillie autrefois aux Buttes-Chaumont. Les paillettes, longues et fines, sont généralement posées à plat, au nombre de plusieurs dizaines par coupe mince. Plusieurs d'entre elles sont intervenues dans la cristallisation de la silice, exceptionnellement développée sous la forme de fibres de quartzine,

ordonnées perpendiculairement aux lamelles de muscovite, dont les feuillets ont été séparés et refoulés.

Microstructure des meulières. — Les structures correspondant aux deux types *quartzolithe* et *silex* peuvent donner lieu à des différenciations, comme on n'en trouve jamais dans les quartzites, d'une part, et les silex de la craie, d'autre part. Les unes, très fréquentes, sont dues à l'hétérogénéité de la roche-mère se traduisant, suivant la règle, par le manque d'homogénéité des accidents siliceux auxquels elle a donné naissance. Tel est le cas pour des meulières qui changent de grain, en de multiples points des sections minces. Les autres correspondent à une modification profonde et exceptionnelle, d'où il résulte, par exemple, une structure globulaire.

Des échantillons de la meulière de Bellevue (niveau de Beauce), fournissent des préparations découpées en une foule de globules plus ou moins réguliers, constitués par une silice absolument incolore. Ces globules sont redevables de leur individualité, moins à eux-mêmes qu'à la matière qui les cimente. Par transparence, celle-ci se détache en gris clair, tandis qu'en lumière transmise elle paraît se résoudre en une fine poussière gris sale ou gris foncé. En réalité, cette sorte de gangue qui enveloppe les globules consiste en un fond très opalescent, chargé d'impuretés d'origine probablement organique.

Entre les nicols croisés, chaque globule est un complexe où l'on observe de la quartzine, seule ou associée à de la calcédonite, et parfois du quartz. Une pareille différenciation n'existe que par plages, en dehors desquelles la composition et la structure du milieu restent les mêmes, sauf qu'en l'absence de la matière gris sale, on ne distingue aucune trace de globules. Il importe d'ajouter que ces éléments ne se résolvent jamais en sphérolithes à structure radiée et que leur individualisation est purement morphologique.

Une meulière de Beauce, originaire des environs d'Orsay, présente le maximum de différenciation au point de vue des phénomènes de concrétionnement (Pl. XXVII, fig. 105). On y voit, au microscope, des noyaux siliceux, très chargés d'impuretés et d'aspect souillé, à base de silice monoréfringente. Ces corpuscules sont entourés d'une auréole de calcédonite (*a*), cristallisée en fibres courtes, et cimentés par une trame de la même substance (*b*).

Composition chimique des meulières. — L'analyse de dix échantil-

lons de meulières de Brie et de Beauce a donné les résultats groupés dans le tableau ci-contre.

En somme, la composition chimique des meulières ne révèle aucun fait saillant qui mette sur la trace d'un problème vraiment intéressant.

La teneur en silice est en tous points comparable à celle des silex de la craie. Dans les meulières les plus typiques, elle dépasse 90 p. 100, pour tomber à 65.60 p. 100 dans les variétés très calcifères. On remarquera la teneur généralement très faible en alumine, laquelle, étant donné les caractères de la roche-mère, fait supposer l'élimination d'une partie de cette substance au cours de la silicification.

L'analyse chimique, moins délicate que l'analyse micrographique, en ce qui concerne le diagnostic du carbonate de chaux, tout en relevant la présence de traces de chaux dans les meulières les plus siliceuses, signale l'absence d'acide carbonique dans la plupart des échantillons étudiés, alors que tous renferment pour le moins des traces de carbonate de chaux discernables au microscope.

L'extrême rareté ou l'absence de la magnésie, ainsi que l'existence de simples traces d'acide phosphorique dans des accidents siliceux, dérivant de sédiments lacustres, méritent d'arrêter l'attention. Enfin, l'intervention de la potasse et de la soude, même en très minime proportion, reste mystérieuse, comme elle l'est pour beaucoup de roches siliceuses précédemment analysées.

Rôle des organismes dans la constitution des meulières.

Telles qu'elles sont aujourd'hui les meulières, tant de Brie que de Beauce, renferment ou non des organismes reconnaissables. Celles qui ont conservé d'importants témoins de la contribution organique qu'elles ont reçue en partage ne sont rien moins que fréquentes. On peut distinguer :

1. *Des meulières pétries de débris de Mollusques.*

2. *Des meulières riches en embryons de Mollusques.*

3. *Des meulières remplies de restes de Chara.*

COMPOSITION CHIMIQUE DES MEULIÈRES DE BRIE ET DE BEAUCE.

ÉLÉMENTS.	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
SiO^2 (totale)	96.67	95.70	91.62	95.87	95.05	86.55	65.60	97.30	96.63	92.15
SiO^2 (soluble)	0.95	0.90	0.35	1.05	//	0.60	0.40	0.30	//	1.00
Al^2O^3	0.02	0.50	2.21	0.07	0.49	0.30	0.45	0.08	0.48	0.24
Fe^2O^3	2.23	2.55	1.99	2.63	2.31	1.90	2.15	1.67	1.67	3.11
CaO	traces.	0.25	0.70	traces.	0.70	5.70	17.40	traces.	traces.	1.95
MgO	//	traces.	traces.		//	traces.	traces.	//	//	//
K^2O	0.13	0.23	0.15	0.08	0.34	0.20	0.20	0.10	0.27	0.06
Na^2O	0.05	0.02	0.23	0.20	traces.	0.10	//	0.20	0.05	0.23
P^2O^5	traces.	traces.	traces.	traces.	traces.	traces.	traces.	traces.	traces.	traces.
CO^2	//	//	0.40	//	//	4.20	13.40	//	//	//
H^2O	0.70	0.80	2.60	1.00	1.30	0.85	0.60	1.20	0.75	2.05
TOTAL	99.80	100.05	99.90	99.85	100.19	99.80	99.80	100.55	99.85	99.79

I. Meulière de Brie, route d'Arcueil à Villejuif. — II. Meulière de Brie, Noisy-le-Grand. — III. Meulière de Brie, La Ferté-sous-Jouarre. — IV. Meulière de Brie, Villejuif. — V. Meulière de Brie, Buttes-Chaumont. — VI. Meulière de Brie, Champigny. — VII. Meulière de Brie, environs de Corbeil. — VIII. Meulière de Beauce, Montmorency. — IX. Meulière de Beauce, Sannois. — X. Meulière de Beauce, Côte Saint-Martin, à Étampes.

4. *Des meulières abondamment pourvues d'Algues calcaires indéterminées.*

5. Et, enfin, *des meulières à Diatomées.*

1. **Meulières pétries de débris de Mollusques.** — Des meulières contiennent d'innombrables débris de Mollusques, à telle enseigne qu'une préparation donnée en fournit des centaines et des centaines. Ce sont presque toujours des arcs d'épaisseur très réduite, posés à plat, quelquefois groupés par deux, comme dans les sections de Lamellibranches très aplatis, et des coquilles de Gastéropodes, entières ou non, en nombre très restreint et d'épaisseur également réduite.

Il arrive fréquemment que tous les morceaux de coquilles soient restés calcaires dans une meulière typique. On les voit se détacher en lumière blanche sous forme de traits pleins, à peine teintés, en gris clair, et le plus souvent en gris sale, par suite de la présence de matières organiques engagées dans l'épaisseur du test. Règle générale, l'extinction entre les nicols croisés se fait normalement à la surface. Lorsque la silice les envahit, comme dans une meulière de La Ferté-sous-Jouarre, tous les stades de silicification s'observent. Des débris sont restés calcaires. D'autres, d'une épaisseur appréciable, comportent trois couches successives, les deux externes silicifiées et la moyenne calcaire. Ce dernier état de fossilisation, très fréquent en l'espèce, fait ressortir la structure prismatique des couches externe et interne et la structure lamellaire de la moyenne, structure qui transparaît encore dans plusieurs débris envahis par la silice. Des coquilles, particulièrement minces, peuvent ne comporter qu'une seule couche dont la structure prismatique est mise en relief ou non par la calcédonite. De toutes façons, le test est différencié par la silice secondaire. Quoique répandus à profusion, les débris de Mollusques ne sont pas au complet, attendu que la silicification en a détruit une partie dont il est impossible d'évaluer l'importance.

Plus ou moins complètes, les coquilles de Gastéropodes ont été le siège d'une différenciation de la silice qui les remplit. De la calcédonite, associée ou non à du quartz, y forme des éventails, voire même des sphérolithes, ce qui n'empêche pas le test de rester calcaire en bien des cas.

Cette variété de meulière revêt, somme toute, le caractère de *lumachelle siliceuse*, indéterminable sans le secours du microscope.

2. **Meulières riches en Mollusques embryonnaires.** — Des meulières de La Ferté-sous-Jouarre, Lagny, Cormeilles, Étampes, etc., renferment quantité d'organismes de taille très exiguë, d'une identification difficile à première vue. Ce sont des embryons de Mollusques qui rappellent ou non les formes adultes, auxquelles ils donnent naissance avec le temps. Pour tout dire, la très grande majorité n'évoque nullement l'idée de Gastéropodes connus. Leurs dimensions oscillent autour de 0 mm. 05. Beaucoup de préparations en comptent des centaines. Entre autres manières d'être, j'ai observé les suivantes :

1. Coupes circulaires ou elliptiques réduites à l'épaisseur d'un trait.

2. Sections bi- et triloculaires de forme générale elliptique.

3. Sections plus nombreuses que les précédentes, pluriloculaires, avec loges orientées en divers sens, et dont il est impossible de fixer l'agencement exact.

4. Sections dessinant une hélice extrêmement fine, atteignant un tour et demi à deux tours. Au même groupe se rapportent des sections perpendiculaires aux précédentes, accusant un enroulement dans le même plan et de multiples divisions correspondant à la rencontre des différents tours de spires.

Ce sont toujours des formes grêles, au test calcaire ou corné, que la fossilisation a parfaitement respectées.

Beaucoup de ces embryons font songer à des graines.

Les faits sont tels qu'ils impliquent de véritables hécatombes de formes embryonnaires à certains moments, phénomène assez durable puisque des séries d'échantillons prélevés en différents points d'un même gisement en renferment des légions au total.

3. **Meulières remplies de restes de Characées** (Pl. XXVII, fig. 106). — Le rôle des Characées dans la constitution des meulières dépasse en importance ce que fait supposer la présence d'innombrables fragments d'appareils végétatifs et de graines dans beaucoup d'échantillons.

Au microscope, les restes de tiges et de graines s'observent dans un grand nombre de meulières, soit clairsemés, soit répandus à profusion. L'appareil végétatif des *Chara* proprement dits se décompose en une tige fistuleuse

revêtue de longues cellules cylindriques, ou tubes corticants, au nombre de six au moins. Cela est vrai pour les tiges et les entre-nœuds inférieurs des rameaux, les supérieurs et ramuscules étant invariablement nus. De sorte que les premiers fournissent des sections transversales, circulaires ou elliptiques, ornées de petits cercles tangents [1] (*a*), toutes différentes de celles des autres (*b*). Les fruits ou graines, en forme de sphérules ou d'ellipsoïdes, sont entourés de cinq tubes contigus, enroulés en spirale, représentés par de petits cercles dans des sections perpendiculaires, et par des ellipses plus ou moins allongées dans les coupes obliques.

Les débris de *Chara* sont pour beaucoup dans la physionomie de la roche au microscope, tant par leur état de conservation que par l'influence qu'ils exercent sur la cristallisation de la silice.

Au nombre des variantes qu'engendre la fossilisation des *Chara* en sections minces, notons les suivantes, qui ne sont que les principales.

1. Les débris sont restés calcaires, et le remplissage des vides, tubes corticants compris, est calcédonieux ou quartzeux.

2. Très bien individualisées, les coupes se détachent en clair en lumière blanche, mais elles disparaissent complètement entre les nicols croisés, la cristallisation de la silice ne tenant nullement compte de la présence d'organismes.

3. Dans un cas très répandu, le dessin des coupes est conservé par un trait plein formé d'impuretés, d'origine probablement organique, ce qui ne l'empêche pas de disparaître également lorsque les nicols sont croisés.

4. Tout est calcédonieux, et il y a, ou non, une différence marquée entre la calcédonite des parois et celle de l'intérieur. Dans l'affirmative, les parois ressortent grâce à une cristallisation plus large de la calcédonite des vides.

5. Chaque débris est un nid de quartzite étroitement limité à l'élément organique, sans empiètement sur le ciment. La paroi des sections circulaires ou elliptiques correspond à un trait plein de matière organique, et les tubes corticants parfaitement individualisés montrent en section deux ou trois granules de quartz, extérieurement arrêtés par le contour circulaire ou elliptique

[1] L. Cayeux, Introduction, etc., p. 346 et suiv. et Pl. XXII, fig. 4-9.

des tubes. Il arrive même qu'un de ces tubes soit représenté par un seul et unique grain de quartz, à section circulaire ou elliptique.

Une variante correspond à des individus dont le quartz déborde sur la gangue sans tenir compte du dessin des sections, d'une conservation pourtant irréprochable.

6. Cette façon d'être sert de transition au terme extrême de la série tout entier converti en quartzolithe, organismes compris. Le dessin de ceux-ci n'en est pas moins franchement marqué en lumière blanche par la matière probablement organique, mais il disparaît en totalité entre les nicols croisés, les grains de quartz traversant l'emplacement des parois comme si elles n'existaient pas.

Plusieurs de ces états de fossilisation peuvent coexister dans la même préparation.

On observera que les meulières, les plus riches en quartz largement cristallisé, comptent toujours parmi les plus chargées en débris de Characées, comme si les nombreux vides que leur présence implique avaient joué un rôle dans la cristallisation de la silice.

4. **Meulières renfermant un grand nombre d'Algues calcaires indéterminées** (Pl. XXVII, fig. 107). — Des échantillons fournis par l'horizon de la meulière de Brie, à Noisy-le-Grand, et qu'il faut ranger parmi les calcaires lacustres en voie de meuliérisation, sont constitués par un calcaire gris très fin, d'aspect morcelé, interrompu qu'il est par un commencement de cristallisation assez large. Les organismes y sont fréquents au point de former à eux seuls la moitié du dépôt. Sous leurs divers aspects, ces organismes réalisent les types suivants :

1. Cellules calcaires allongées, subrectangulaires, rayonnant d'un centre plein, où l'on discerne ou non une structure cellulaire conservée, laquelle est caractérisée par des cellules polygonales ou arrondies.

2. Cellules calcaires, du même type que les premières, ordonnées transversalement autour d'une cavité allongée, probablement fermée aux deux extrémités, et certainement pour l'un des exemplaires observés. Le tout représente la section longitudinale d'une masse en forme de tube plus ou moins cylindrique.

3. Éléments de forme générale indéfinie, composés de cellules subrectangulaires, polygonales ou arrondies en section, dont le mode de groupement est indéterminé. Tout ce qu'on en peut dire, c'est que les cellules allongées tendent à s'ordonner parallèlement en paquets.

Il paraît ressortir de la constitution des coupes que dans un individu donné, il n'y a, en présence, que des cellules d'un même type, vues en coupes longitudinales et transversales. Des formes à caractères intermédiaires, correspondant à des sections obliques, tendent à le démontrer.

Pour fixer les idées sur l'ordre de grandeur des matériaux en question, notons que les sections longitudinales des cellules mesurent environ 0 mm. 4 et les transversales 0 mm. 05 à 0 mm. 1, et que le groupement tubulaire, correspondant à la deuxième manière d'être, mesure 2 millimètres de long et 1 millimètre de large.

Selon toutes probabilités, les caractères morphologiques de ces organismes sont changeants. Jusqu'à plus ample informé, je suppose qu'il existe des types allongés plus ou moins cylindriques, des amas globuleux et des groupements irréguliers. En tout cas, qu'il s'agisse d'Algues calcaires, le fait n'est douteux en rien. Aucune tentative de détermination n'a été faite.

L'état de fossilisation de ces organismes donne lieu aux observations suivantes : des cellules sont pourvues d'une paroi épaisse de teinte grise, alors que les cavités sont remplies de calcite pure. L'inverse se produit avec des parois minces et à peine teintées, les cavités cellulaires très développées étant occupées par du carbonate de chaux très dépoli. D'autres, tout entières calcaires, ne laissent reconnaître ni parois, ni cavités, le carbonate de chaux qui les fossilise ne présentant aucune différenciation.

Le plus souvent la silice intervient sous forme de calcédonite ou de quartz, la silicification n'entraînant pas nécessairement la disparition de la structure organisée. Par exemple, la silice épigénise la périphérie seulement de la paroi cellulaire et lui dessine un cadre hyalin qui en souligne parfaitement le dessin. Le contraire se produit en d'autres cas, et l'on peut voir dans les coupes longitudinales de cellules des agrégats de calcédonite ou de quartz, respectant une certaine épaisseur de calcaire à la surface, laquelle correspond ou non à la paroi cellulaire. Plus avancée et généralisée par places, la silicification détruit une grande partie des cellules. A titre d'exceptions, je signale des sections transversales polygonales dont chaque cellule est représentée par un seul et unique individu de quartz, limité géométriquement.

5. **Meulières à Diatomées** [1] (Pl. XXVII, fig. 112). — Je rapporte aux Diatomées deux sortes d'éléments : les uns doués d'une forme caractéristique à structure effacée, et les autres qui ont gardé et la morphologie et la structure des Diatomées. Pour le moment, la florule observée ne comprend qu'un très petit nombre d'individus et de types, la plupart ayant été fournis par une meulière de Brie (Lagny). Une meulière de Beauce (Étampes) en a conservé quelques représentants. J'ai reconnu :

Une forme triangulaire (*a*) extrêmement nette vue par sa face valvaire avec rudiments de réseau;

Plusieurs cuirasses elliptiques, particulièrement caractéristiques, courtes et larges, un peu étranglées en leur milieu;

Des valves elliptiques allongées et relativement étroites, du type *Navicularia*, vues par les faces connectives et valvaires;

Quelques carapaces de forme très allongée, subrectangulaire, ornées de lignes transversales très régulières;

Une seule frustule d'aspect cylindrique, vue de biais et montrant en raccourci sa face connective, etc.

Règle générale, toutes les cuirasses qui ont perdu leur microstructure sont transformées en calcite, d'une seule orientation optique, c'est-à-dire fossilisées comme les Diatomées de Sendaï et de Yedo au Japon.

La présence certaine de Diatomées dans le milieu lacustre qui a engendré les meulières de Brie et de Beauce est de la plus grande importance au point de vue génétique. Sans doute le nombre d'individus actuellement connus est-il des plus restreints. Il n'en peut être autrement si les Algues siliceuses ont joué un rôle dans l'élaboration de la silice des meulières.

Les quelques données qui précèdent sont de nature à faire supposer que les organismes ont pris une part importante à la constitution des roches-mères des meulières. Et parmi ces organismes générateurs, il s'en trouve qui ont fourni du calcaire et d'autres de la silice. La contribution des organismes calcaires est particulièrement intéressante sous la forme d'Algues variées et très nombreuses. Celle des organismes siliceux l'est moins, à première vue, en raison de l'évolution minéralogique du milieu dont il est probable que les Diatomées ont été le point de départ.

[1] L. Cayeux, Existence de Diatomées dans les meulières des environs de Paris. Origine organique de la silice des meulières (*C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXX, 1925, p. 1953-1955).

Ce que l'on peut apprendre au point de vue de la constitution organique des roches-mères, à la lumière de recherches fort incomplètes, permet d'entrevoir une riche moisson de faits, le jour où nos meulières seront l'objet d'une étude d'ensemble, fondée sur de nombreuses analyses micrographiques.

Meulières calcarifères et leurs transformations.

Après avoir fait connaître la composition minéralogique des meulières typiques et fixé la contribution organique qu'elles ont reçue, ou plus exactement qu'elles ont gardée, il est nécessaire de passer en revue certaines particularités de composition et de structure, dues à l'intervention du carbonate de chaux, et qui sont appelées à éclairer l'histoire infiniment complexe de ces roches.

Meulières calcarifères et calcaires lacustres en voie de meulié-risation (Pl. XXVIII, fig. 113). — Un grand nombre de meulières ont conservé, en proportions extrêmement variables, des témoins de carbonate de chaux, avec toutes les transitions entre la meulière qui en renferme d'insignifiantes traces et le calcaire lacustre à peine effleuré par le phénomène de silicification. Les moins calcarifères de toutes les meulières renferment une fine poussière grise, aux éléments très disséminés et tellement petits que la forme exacte n'en peut être définie avec certitude. Il n'est pas inutile de rappeler ici que des résidus de craie ont été observés sous un facies exactement pareil dans les silex de la craie. Dans le cas général, il est impossible de dire si les particules calcaires sont libres ou incluses dans la calcédonite et le quartz, mais lorsque ces minéraux cristallisent largement, comme dans la meulière-quartzolithe du Petit-Bry, il est évident que les menus témoins de calcite sont englobés dans des grains de quartz moulés les uns sur les autres.

L'élimination du carbonate de chaux est-elle moins avancée, on observe des granules isolés et des agrégats de granules de taille variable, à contours très irréguliers accusant une action corrosive. Une autre étape de silicification correspond à une meulière dans laquelle les témoins calcaires se multiplient (*a*) en même temps qu'ils prennent de l'importance et toujours avec des contours rongés.

De proche en proche, on passe à des types plus calcaires que siliceux qu'il est impossible de rattacher aux meulières. A l'extrême limite, et, par consé-

quent, à l'opposé de la meulière à peine calcarifère, il faut ranger des calcaires lacustres de Beauce légèrement modifiés par le phénomène d'épigénie. D'une finesse au moins égale à celle des craies les plus fines du Sénonien, la roche permet d'étudier la minéralisation à son début même. Celle-ci se traduit par la formation de simples points calcédonieux, de nids et d'îlots irréguliers de calcédonite, très exigus et indépendants les uns des autres. La masse de silice représentée de la sorte est extrêmement faible. Ici, comme dans les calcaires lacustres de Saint-Ouen (p. 615), la silicification débute en une foule de points à la fois, de sorte que pour un échantillon donné, il ne peut être question d'accroissement exogène ou endogène. Il est de règle, semble-t-il, que la substitution de la silice au carbonate de chaux commence de préférence par la gangue et qu'elle gagne ensuite les restes organiques, les *Chara*, par exemple.

Un fait ressort en pleine lumière de l'analyse de tous ces termes intermédiaires entre le calcaire et la meulière typique, c'est que *la meuliérisation résulte invariablement d'un phénomène d'épigénie du carbonate de chaux.* A cet égard, nulle différence entre le silex et la meulière.

Types de calcaires meuliérisés. — Au nombre des facteurs qui contribuent à diversifier les meulières, il faut compter la texture des roches-mères. Certaines d'entre elles, comparables, de par leur finesse de grain, aux craies blanches sénoniennes les plus fines, engendrent des meulières à pâte très fine. D'autres, pétries de restes organiques visibles à l'œil nu (Algues calcaires, coquilles très fragmentaires, etc.) donnent naissance à des meulières grenues. Bref, il en est de ces roches-mères comme des craies, c'est-à-dire qu'elles marquent profondément leur empreinte sur les caractères physiques des accidents siliceux qui en dérivent.

Meulière calcarifère à structure bréchoïde. — Telle meulière de Brie [1] se décompose en deux catégories d'éléments : une sorte de gangue arrivée au stade meulière, et de nombreux fragments calcaires communiquant à l'ensemble un aspect bréchoïde très franc. Suivant les points, la gangue meuliérisée réalise les types quartzolithe et silex. Tout témoin calcaire peut manquer sur de grands espaces, mais, en général, la calcite s'observe un peu partout.

[1] Échantillon recueilli sur la route de Noisy-le-Grand à Petit-Bry.

Dans un pareil milieu, il existe des débris calcaires de toutes dimensions, irréguliers et anguleux pour la plupart. Les plus gros, inclus dans une préparation, mesurent plusieurs millimètres. La gangue y pénètre plus ou moins profondément par une série de coins susceptibles de se prolonger sous forme de veinules atteignant et dépassant le cœur des noyaux calcaires. Des échantillons d'un autre gisement montrent des veinules qui traversent les éléments calcaires de part en part, et s'anastomosent à droite et à gauche. Des fragments profondément découpés sont ornés de sortes de proéminences presque complètement détachées. Il y a, par surcroît, tout autour de ces débris, plus ou moins envahis par la matière de la gangue, un véritable essaim de petits fragments peu à peu détachés de la roche-mère par les progrès de la meuliérisation. Les morceaux, ainsi capricieusement découpés par l'épigénie frappée d'arrêt de développement, ont des contours franchement arrêtés ou non. Dans la négative, il y a au pourtour des témoins calcaires une zone quelque peu décolorée, de largeur variable, parfois très épaisse, où la silicification a déjà fait ses débuts. Le calcaire, d'une extrême finesse et d'une compacité qui semble ne pouvoir être dépassée, y prend une structure un peu grenue et, par places seulement, on voit transparaître un peu de silice. Tout se passe comme si la calcite subissait une recristallisation avant d'être remplacée. Dans tous les cas, les matériaux en présence dans un type donné appartiennent à la même variété de calcaire, si bien que la structure réalisée par la fragmentation de la roche est indubitablement une structure pseudo-bréchoïde.

A travers bien des variantes, la marche du phénomène reste pareille à elle-même. Toujours la meuliérisation morcelle le calcaire et le réduit en miettes, avant de le faire disparaître en totalité. Si bien qu'une meulière bréchiforme, à témoins calcaires, n'est pas autre chose qu'une meulière frappée d'arrêt de développement.

Quiconque a observé attentivement ce type de calcaire lacustre, incomplètement meuliérisé, entrevoit immédiatement le mécanisme de la formation des meulières caverneuses, scoriacées et cariées, et peut en expliquer les caractères physiques dans tous les détails. C'est ce que nous ferons bientôt.

Calcaire recristallisé dans les meulières. — La précédente analyse, appuyée sur une foule d'exemples, prouve à l'évidence que la meulière représente un accident siliceux, développé en milieu calcaire au même titre que le silex. A l'opposé de ce qui se passe si fréquemment dans les accidents

siliceux des calcaires d'origine marine, la remise en mouvement du carbonate de chaux de la roche-mère pour se fixer à nouveau *in situ* est un phénomène exceptionnel.

D'une manière générale, cette calcite est étroitement associée à la calcédonite, cristallisée en longues fibres et concentrée sous forme de nids, d'éventails, voire même de beaux sphérolithes plus ou moins complets, fournissant de très beaux types d'enroulement hélicoïdal. Cette règle n'est pas tout à fait absolue, car la calcite se retrouve en faible proportion en dehors des noyaux calcédonieux. Dans tous les cas, elle cristallise, tantôt en simples pointements, tantôt en cristaux entiers, de forme rhomboédrique, allongés, avec facettes courbes ou non. Chose curieuse, les amas de calcédonite sont séparés du reste de la roche par une auréole de pointements de calcite auxquels peuvent s'ajouter quelques cristaux entiers. La silicification partielle des éléments calcaires, en quelque sorte incrustés dans les nids de calcédonite, leur a donné une physionomie unique à ma connaissance. On voit nombre de pointements et de rhomboèdres formés de deux parties : une enveloppe de calcite et un noyau de calcédonite. L'épigénie du carbonate de chaux a donc débuté par l'intérieur des cristaux en respectant une épaisseur plus ou moins grande de calcite à la périphérie. Pour certains des matériaux on se demande s'il peut être question de silicification postérieure à la genèse des cristaux, car le noyau calcédonieux épouse la forme rhomboédrique à tel point que le résultat est un rhomboèdre double. J'incline à croire que la genèse des noyaux calcédonieux et la recristallisation du carbonate de chaux se confondent en un seul et même temps de formation.

Meulières bréchoïdes non calcarifères. — A côté des meulières à noyaux calcaires dont il a été question plus haut, il existe des meulières également bréchoïdes dont le carbonate de chaux témoin a été complètement éliminé. Non moins instructives que les premières, au point de vue génétique, elles se résolvent en meulières à la fois compactes et bréchoïdes, renfermant de nombreux fragments anguleux qui se détachent du reste de la roche par une couleur plus claire. Tous les fragments figurent des sortes de corps étrangers appartenant au même type de roche. Dès l'abord, on croit se trouver en présence de débris calcaires englobés dans une masse siliceuse. Vérification faite, ces débris ne sont ni attaquables par les acides faibles, ni sensibles à l'action d'une pointe d'acier. Eux-mêmes sont constitués par de la meulière.

L'idée peut venir à l'esprit de considérer ces éléments comme des morceaux d'une autre meulière remaniés et incorporés à un calcaire, meuliérisé à son tour et plus tard, ce qui expliquerait la différenciation des deux parties constituantes. Il n'en est rien. Ces meulières bréchiformes non calcarifères représentent, en réalité, des meulières silicifiées en deux temps. A la fin de leur premier stade de développement, elles étaient constituées comme les meulières calcarifères à structure bréchoïde du type précédent. Après un temps d'arrêt, qu'il est impossible d'évaluer, et pendant lequel les noyaux calcaires se sont débarrassés d'une partie de leur matière organique, le phénomène de silicification a repris sa marche. C'est alors que les noyaux-témoins ont été meuliérisés et que la roche s'est trouvée silicifiée dans sa totalité. D'où vient que dans ces conditions les noyaux ne se fondent pas davantage avec la gangue et qu'ils restent parfaitement individualisés ? Le facteur pureté y est pour quelque chose. Peut-être la silicification tardive des noyaux-témoins, en un milieu différent de celui qui a engendré la gangue meuliérisée, se réclame-t-elle de conditions spéciales favorables à l'élimination des impuretés. De plus l'état cristallin n'est pas toujours le même, différence susceptible de contribuer à l'individualisation des noyaux.

Distinction de deux temps de meuliérisation. — Quoi qu'on puisse penser de cette interprétation, il tombe sous le sens que les meulières bréchoïdes non calcarifères sont le résultat d'une silicification en deux temps. A ce sujet une seule question se pose en ce moment. Peut-on relever la trace des deux étapes dans les meulières de type normal ? En l'état de nos connaissances, il est impossible de répondre affirmativement en toute certitude. Mais il est légitime de supposer que les différentes calcédonites en présence ne se sont pas développées simultanément. Il y a dans le milieu une *calcédonite de substitution* et une *calcédonite de remplissage*. La première s'observe en fibres très courtes et longues, et la seconde uniquement à l'état de longues fibres groupées en secteurs et sphérolithes. A vrai dire, cette distinction n'est qu'une présomption en faveur de l'existence de deux temps de formation, et rien de plus.

Décalcification de la meulière. — De même que les silex n'ont pas envahi toute la craie, lors de leur maximum de développement, de même la meulière ne s'est jamais substituée à la totalité des calcaires lacustres dans

lesquels elle a pris naissance. De cela nous avons la preuve, notamment, dans la forte diminution de volume subie par la formation et dans le gisement chaotique des matériaux. La meuliérisation une fois achevée, l'ensemble se résolvait en un fond calcaire englobant des amas de meulières de toutes tailles et de toutes formes, susceptibles de l'emporter et de beaucoup sur les témoin de la roche calcaire. L'image d'une craie plus silicifiée, lorsqu'elle l'est au maximum, avec une autre manière d'être des concentrations siliceuses, rend bien compte de ce que devaient être les calcaires lacustres à cet état. Mais à la différence de ce que l'on observe dans la très grande majorité des silex de la craie, les éléments de meulière eux-mêmes pouvaient garder en grand nombre des noyaux calcaires, ainsi qu'il en existe exceptionnellement dans les silex. A ces éléments correspondent très exactement les meulières calcarifères dites bréchoïdes.

Lorsque la décalcification d'un pareil complexe s est opérée, l'effet produit a été double : 1. Les amas de meulière ont été déchaussés, libérés, et leur position dans le gisement a été réglée par la diminution de volume consécutive à la destruction de la gangue calcaire. Cette phase a pour pendant dans l'histoire de la craie, la formation de l'argile à silex, résidu de décalcification de la craie. 2. Quand, d'aventure, les éléments de meulière ne résultaient pas d'une silicification intégrale de la masse calcaire, c'est-à-dire lorsque des blocs de meulière étaient restés calcarifères (meulière calcarifère bréchoïde) le phénomène de décalcification entraîne une autre conséquence. Tout en gardant leur volume et leur forme, les blocs ont été dépouillés de leur calcaire et convertis en meulière spongieuse, etc. Le même phénomène aboutit au même résultat lorsque les silex de la craie incorporés à l'argile à silex englobaient des témoins de craie, comme le cas est fréquent dans les falaises de la Manche et ailleurs encore. L'histoire complète de la meulière comporte une double décalcification, celle de la formation considérée dans son ensemble et celle des blocs de meulière à noyaux calcaires-témoins. L'analyse de *l'argile à silex*, engendrée aux dépens de la craie, révèle le même enchaînement de circonstances.

Sur le complexe qui enrobe les éléments de la meulière, et dans lequel on voit un résidu de décalcification, l'ignorance n'est rien moins qu'absolue, bien que le sujet mérite la plus grande attention. Une enquête limitée à quelques

échantillons de gangue, tous fournis par la meulière de Beauce, démontre que le diagnostic *argile à meulière* est à réviser.

Soumise à des lavages, cette « argile » élimine une très faible proportion d'éléments de grande finesse, susceptibles de se précipiter rapidement, et laisse un résidu représentant, à lui seul, la plus grande partie de la prise d'essai.

Les produits de la décantation sont composés de granules de quartz, de forme générale anguleuse ou non, sans trace d'éclats, tous plus ou moins usés et accompagnés d'une très fine poussière, dont les éléments les plus exigus ne mesurent pas plus d'un μ. Autant qu'il est possible de s'en assurer, la part de l'argile y est des plus restreintes.

Le résidu, c'est-à-dire le gros de *l'argile à meulière*, est constitué par des matériaux de volume très variable, se rapportant en grande majorité à du quartz, en grains arrondis ou de forme générale anguleuse, mesurant en grand nombre, moins de 0 mm. 10, accompagnés d'éléments beaucoup moins fréquents, atteignant jusqu'à plusieurs millimètres de diamètre. Si l'on tient compte de l'ensemble des matériaux, il est possible d'observer tous les intermédiaires entre les granules mesurant au plus 1 μ et des grains de 3 à 4 millimètres, ce qui revient à dire qu'ils n'ont pas subi la moindre préparation mécanique.

Après avoir fait bouillir ce résidu pendant quelques minutes, dans de l'acide chlorhydrique étendu, pour décaper les grains de quartz et les mieux observer, on peut faire deux constatations intéressantes :

1. La très grande majorité des éléments de quartz ne montrent aucune trace de corrosion et sont remarquablement polis, preuve qu'ils n'ont pas été mis à contribution pour élaborer la silice nécessaire à la meuliérisation.

2. Des grains de quartz, gros et moyens, en proportion très élevée, sont incrustés d'une matière blanche, d'aspect kaolinique. Entre eux et les grains des sables burdigaliens, issus du Massif Central (sables éruptifs), que j'ai étudiés au microscope, il n'y a pas de différence. Aussi je me crois fondé à conclure que la contribution des sables miocènes, qui ont couvert les plateaux des environs de Paris, à la genèse du résidu, dit de décalcification, est très importante dans les quelques exemples analysés. Elle l'est notamment, pour les meulières de Bellevue.

A ces matériaux s'ajoutent quantité de menus débris anguleux de meulière,

témoignage d'une fragmentation poussée beaucoup plus loin qu'on ne l'avait reconnu jusqu'ici, des éléments quartzeux composés, d'aspect saccharoïde et d'origine inconnue quant à présent, de petits grains d'oxyde de fer, etc.

Incapable de donner quelque précision sur la teneur en argile du dépôt, l'analyse minéralogique n'en fait pas moins supposer qu'elle doit être extrêmement faible, en moyenne, malgré les propriétés physiques à l'état humide et sec, ce que vérifie la très faible teneur en alumine de la gangue de la meulière de Bellevue.

Ce type de résidu comprend, en définitive, au moins trois sortes de matériaux : 1° Toutes les impuretés libérées par la décalcification des calcaires; 2° Des fragments de meulière; 3° Une foule d'éléments, de taille éminemment variable, introduits dans le milieu, par la surface, au cours de la période de décalcification. Dans ces conditions, la faible proportion de matière argileuse de la gangue peut avoir une double origine : d'une part, roche-mère de la meulière, et, d'autre part, les sables, dits kaoliniques, surmontant la formation de Beauce avant la décalcification.

Pour le moment, ces données ne sont valables que pour la meulière de Beauce, la question de la constitution de la gangue restant entière pour celle de Brie. Toutes brèves qu'elles sont, elles nous enseignent qu'une étude systématique de l'*argile à meulière* de la région parisienne ne peut manquer d'être instructive.

Interprétation des caractères physiques des meulières criblées de vides. — Les meulières dites *caverneuses, cariées, spongieuses,* etc. sont des plus faciles à expliquer, à la lumière de l'analyse des meulières calcarifères bréchiformes et des phénomènes de décalcification dont il vient d'être parlé. Une meulière criblée de vides tire sa caractéristique de la constitution même de ces vides. Ce sont des cavités d'importance variable, parfois séparées par une muraille siliceuse très mince, auquel cas la roche est éminemment spongieuse. Ces cavités ont généralement ceci de particulier qu'elles sont plus ou moins cloisonnées. Des murailles se détachent des lames très minces, s'arrêtant avant d'atteindre le centre, ou les traversant de part en part. Des lames fixées sur les premières plus petites se croisent avant d'en rejoindre d'autres, ou se relient avec elles pour constituer une sorte de réseau très lâche. A regarder les choses de près, on reconnaît aisément dans ces lames et leurs appendices tous les caractères des apophyses de ciment, pénétrant à

toute profondeur dans les noyaux calcaires et des nervures de meulière, plus ou moins subdivisées, susceptibles de traverser tout ou partie de la masse de ces noyaux (p. 642). Qu'on se remette en présence de ces noyaux-témoins, envahis par des prolongements de la gangue de meulière, et que, par la pensée on supprime tout ce qui est calcaire, le résultat est la formation des vides plus ou moins cloisonnés qu'on observe en grand dans certaines meulières décalcifiées. J'ajoute qu'il n'est pas un seul trait de la constitution des vides et de leur complication qui ne trouve son explication dans la solution invoquée.

Remise en mouvement de la silice consécutive à la décalcification de la meulière calcarifère bréchoïde. — L'évidence de ce phénomène résulte de la double constatation suivante : 1° La trame de meulière qui englobe les noyaux calcaires-témoins reste normale tout autour de ces noyaux; 2° Elle est plus largement cristallisée en bordure des vides. La différence est très frappante. Au pourtour des cavités la calcédonite est cristallisée en longues fibres, groupées en éventails et sphérolithes, et l'on sait que du quartz lui est parfois associé. Nul doute, en conséquence, qu'il y ait eu remise en mouvement d'une certaine quantité de silice du réseau de meulière. Selon toutes probabilités, c'est de cette phase de transformation de la meulière, consécutive de la décalcification, que datent les cristaux de quartz hyalin trouvés dans les meulières caverneuses.

Cette remise en mouvement, que rien ne permet de révoquer en doute, peut-elle être comptée pour une nouvelle phase de silicification ? Non, si le phénomène ne comporte aucune migration de silice; oui, dans le cas contraire. Le problème d'une silicification consécutive de la décalcification se trouve ainsi posé. Il me paraît difficile d'admettre que toute la silice remise en solution s'est fixée en totalité à la même place. Pareil problème, qui se pose pour l'argile à silex de la craie, se résout par l'affirmative lorsque la décalcification donne naissance aux conglomérats de silex connus sous le nom de *perrons*.

Origine de la meulière.

La question de la meuliérisation des calcaires lacustres du Tertiaire parisien est beaucoup plus difficile à résoudre que celle de la formation des silex de la craie. Dans le cas des silex, la source de silice est parfaitement

connue à présent, et le problème est limité au processus de dissolution, puis de concentration de la silice des spicules d'Éponges. Dès qu'il s'agit des meulières le problème revêt plus d'ampleur, car tous les éléments du problème sont à proprement parler des inconnues. On ignore d'où vient la silice et on ne sait pas davantage pourquoi et comment elle s'est substituée, à très grande échelle, à des calcaires lacustres.

Bibliographie. — Le mystère profond qui continue à planer sur les phénomènes de meuliérisation n'a pas manqué de piquer la curiosité des chercheurs et de mettre en branle leur imagination. Au temps où le problème des meulières était à l'ordre du jour, diverses solutions ont été données à la question capitale de l'origine de la silice, mais toujours les preuves ont manqué pour les étayer. Et il n'est pas exagéré de dire qu'à ce point de vue nous ne savons rien de plus aujourd'hui qu'à l'époque de Cuvier et Brongniart, Constant Prévost, Gaudry, Meugy, etc.

Les quelques auteurs qui ont traité de l'origine de la meulière ont envisagé la question à des points de vue fort différents.

Guettard, en 1778, faisait de la meulière, dans laquelle il voyait « une sorte de pierre à fusil », le résultat du remplissage de cavités préexistantes dans un terrain sableux sous l'influence d'un fluide chargé de matière pierreuse[1]. A la vérité, le mécanisme invoqué est loin d'être clair. En tenant compte de la difficulté de concevoir des cavités dans un sable mouvant, Guettard ajoute : « Il peut se faire que la pierre meulière soit formée par les parties les plus fines du sable dans lequel on la trouve, que ces parties étant liées et réunies par un fluide quelconque, qui se filtre à travers la masse du sable, elles fassent des lames qui étant proches les unes des autres, viennent à se réunir, à se coller ensemble par succession de temps et à ne faire qu'une masse qui ne pourra qu'être irrégulière et remplie de cavités..... »

Dès l'an IV, Coquebert émet l'opinion que l'alumine et la silice de la meulière se sont déposées simultanément..... « et que ce mélange étant encore pâteux, ces deux substances se sont séparées l'une de l'autre, jusqu'à un certain point, par l'attraction des molécules similaires » [2].

[1] Guettard, Mémoire sur la pierre meulière (*Hist. de l'Ac. Roy. des Sciences*, an. MDCCLVIII, p. 225-226).

[2] Ch. Coquebert, Description des carrières de Pierre à meule qui existent dans la commune des Molières, département de Seine-et-Oise (*Journ. des Mines*, 4e Trim., N° 22, an IV, p. 25-36).

Buffon range les meulières au nombre des concrétions ou agrégations vitreuses, produites par l'infiltration des eaux [1].

A. Brongniart, en tenant compte des « circonstances qui ont accompagné et qui accompagnent encore la formation des calcaires d'eau douce nommés *travertins* aux environs de Rome, dans plusieurs autres parties de l'Italie et dans bien d'autres lieux » et de la propriété de beaucoup d'eaux minérales de tenir en dissolution, non seulement une grande quantité de chaux carbonatée, mais encore de la silice, est « porté à présumer que la plupart des terrains d'eau douce ont été formés par les mêmes causes, avec bien plus de puissance et sur une bien plus grande échelle, à une époque où les phénomènes géologiques étaient dans leur plus grande activité » [2]. En conséquence, d'après A. Brongniart, l'origine première de la silice doit être cherchée dans des eaux minéralisées.

Par l'observation et l'expérience, Cuvier et A. Brongniart ont engagé la question de la meulière dans une voie nouvelle, ainsi qu'on en peut juger par la citation suivante : « C'est dans ce terrain (le calcaire de Brie) que se trouve une des sortes de pierres connues sous le nom de meulières et qui semblent avoir été la carcasse du calcaire siliceux. Le silex, dépouillé de sa partie calcaire par une cause inconnue, a dû laisser et laisse, en effet, des masses poreuses mais dures, dont les cavités renferment encore de la marne argileuse et qui ne présentent aucune trace de stratification ; nous avons fait de véritables meulières artificielles en jetant du calcaire siliceux dans de l'acide nitrique. . . [3] »

On doit à Constant Prévost [4] trois notions que son ancien élève, J. Gosselet, a rappelées et commentées :

1. Les meulières n'ont subi aucun transport.

2. Elles sont contemporaines de l'argile qui les empâte.

3. La silice qui leur a donné naissance se trouvait à l'état de suspension dans l'eau des étangs où se déposait l'argile.

[1] De Buffon, Histoire naturelle des Minéraux, t. 13, an viii, p. 392.

[2] A. Brongniart, *in* G. Cuvier et Alex. Brongniart, Description géologique des environs de Paris, 1822, p. 64 (Note).

[3] G. Cuvier et A. Brongniart, *op. cit.*, p. 41.

[4] Constant Prévost, Quelques faits relatifs à l'origine des silex meulières (*Bull. Soc. Phil.*, 1826, p. 167-169).

En ce qui concerne le mécanisme même de la formation des meulières, Constant Prévost admet que si des sédiments argileux se déposent dans une eau qui tient des particules siliceuses en suspension, celles-ci enfermées dans la pâte sédimentaire s'attirent pour former des nodules. C'est au fond l'opinion exprimée en l'an IV par Coquebert. A ce sujet, il fait état d'une observation de Fitton, et en dernière analyse de Babbage, rappelée plus haut (p. 556).

Quant à l'origine même de la silice, si Constant Prévost ne l'indique pas dans ses publications, on sait par son enseignement, ainsi que nous l'apprend J. Gosselet, qu'il assimilait la meulière aux roches geysériennes, en ce sens qu'il attribuait une origine interne à la silice. En d'autres termes, pour lui, la silice était apportée de la profondeur par des sources [1].

L'aspect de blocs brisés que présente si fréquemment la meulière de Beauce fait supposer à A. Gaudry qu'elle a été remaniée. « Quelquefois ces blocs sont éloignés de leur position originaire, ayant été entraînés par les courants sur le versant des collines et sur le bord des vallées; mais en général, ils semblent se trouver à peu de distance du point où ils se sont formés, ou même avoir été brisés sur place [2]. »

Le même auteur, qui fait également intervenir les sources pour expliquer la formation des meulières, rappelle que Constant Prévost a indiqué dans le Bassin de Paris cinq points qu'il regarde comme le centre des sources siliceuses et calcaires. « Le savant professeur, écrit-il, nous a même dit avoir reconnu la cheminée d'une source siliceuse. Il paraît que cette cheminée pouvait se voir, il y a quelques années, à l'entrée du bois de Romainville, dans une excavation remplie de concrétions, de stalactites de silice et de calcédoine nombreuses [3]. »

Comme pour les silex de la craie, A. Gaudry distinguait deux temps de formation, un premier correspondant à la précipitation d'une silice venant de sources, et se déposant au fond des eaux, et, le second, à des suintements de silice traversant les couches pendant et après leur consolidation. Et l'auteur de conclure : « Les différences essentielles qui séparent les silex meulières des

[1] J. Gosselet, Origine des meulières, *in* Constant Prévost (*Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXV, 1896, p. 97-104).

[2] A. Gaudry, Sur l'origine et la formation des silex de la craie et des meulières des terrains tertiaires, 1852, p. 41-42.

[3] *Ibid.*, *op. cit.*, p. 47.

silex proprement dits viennent de ce que les silex proprement dits ont été formés dans des eaux profondes et par une *précipitation lente*, tandis que les meulières ont été formées dans des eaux peu profondes et par une *précipitation rapide*[1]. »

Laissant de côté la question de l'origine de la silice, A. Meugy voit dans la meulière « un produit de décalcification de calcaires siliceux, phénomène abandonnant comme résidu un squelette siliceux de meulière et de l'argile »[2]. A. Meugy attribuait cette dissolution à des eaux acides ruisselant dans le Bassin de Paris, lorsque le sol présentait à peu près la configuration actuelle. Venues du Sud, ces eaux auraient dû leur acidité, probablement de nature chlorhydrique, à des émanations d'origine volcanique. A l'appui de sa conception, A. Meugy invoquait la transformation en meulières de calcaires siliceux d'Essonnes, Brunoy, Montgeron, etc., traités par de l'acide chlorhydrique, conformément à une ancienne expérience de Brongniart (p. 650)[3].

Cette intervention d'eaux acides a été combattue par Ed. Hébert qui s'appuyait sur l'existence de meulières recouvertes de dépôts plus récents, s'opposant à l'action d'eaux acides superficielles. Quant à la production artificielle de la meulière dans les conditions indiquées par A. Meugy, Ed. Hébert déclare n'avoir jamais rien obtenu de pareil, l'action prolongée de l'acide sur des fragments de calcaire siliceux ne laissant qu'un résidu pulvérulent[4].

Malgré la réserve d'Ed. Hébert et la priorité qui revient à Brongniart dans l'expérimentation, on peut dire que A. Meugy, lui aussi, a fait réaliser un progrès important à nos connaissances sur la question de l'origine de la meulière.

M. Dollfus a formulé sur la genèse de la meulière une opinion qui se rapproche beaucoup de celle de A. Meugy, en ce sens que la roche-mère est également un calcaire siliceux. Mais les deux auteurs se séparent sur un point

[1] A. Gaudry, *op. cit.*, p. 54.

[2] A. Meugy, Sur le gisement, l'âge et le mode de formation des terrains à meulières du bassin de Paris (*B. S. G. Fr.*, 2e S., t. XIII, 1856, p. 417-438).

[3] *Ibid.*, Présentation d'échantillons de meulières obtenues par décalcification de calcaire siliceux (*B. S. G. Fr.*, 2e S., t. XIII, 1856, p. 581-584).

[4] Ed. Hébert, Observation à la communication de A. Meugy, sur le gisement, l'âge et le mode de formation des terrains à meulières du bassin de Paris (*B. S. G. Fr.*, 2e S., t. XIII, 1856, p. 584-585).

Ibid., Sur les meulières de Juvizy (*B. S. G. Fr.*, 2e S., t. XIII, 1856, p. 600).

important. En somme, pour A. Meugy, les accidents siliceux existent déjà quand se produit la dissolution du calcaire et celle-ci se borne à extraire la meulière de sa gangue. Au contraire, pour M. G. Dollfus, la meulière prend naissance au cours même de la décalcification du dépôt. Parlant du calcaire de Brie meuliérisé, M. G. Dollfus écrit : « Les eaux atmosphériques s'infiltrent dans le calcaire de Brie, le dissolvent en partie, et lentement elles émigrent des parties hautes vers les parties basses ; là, elles vont déposer la silice dont elles sont chargées, la chaux à l'état de carbonate est entraînée et sort par les sources. L'argile, si peu qu'il y en ait dans le calcaire, étant insoluble sert de lien, de robe, aux bancs irrégulièrement dissous, transformés et démantelés. La meulière naît sur place par formation lente et migration graduelle des éléments. Là, où le calcaire de Brie est protégé par des dépôts supérieurs, tels que argile à *Ostrea*, sables de Fontainebleau, il n'est pas meulier [1]. » C'est, peut-être, observe l'auteur, une transformation permanente qui dure encore. De la nature et de l'origine première de la silice, il n'est pas question.

A plusieurs reprises, St. Meunier a formulé l'opinion que la silice des meulières a été introduite dans « des vases argilo-calcaires » d'origine lacustre postérieurement à leur dépôt : « Plus tard, et sans doute beaucoup plus tard, écrit-il, les eaux d'imprégnation qui circulaient dans le sol se sont chargées de silice empruntée sans doute à des amas de carapaces animales ou bien plus vraisemblablement végétales. Ces eaux, obéissant à la puissance d'attraction qui, dans tant de gisements divers, a déterminé la production de rognons, ont silicifié lentement certains points des couches [2]. » Après quoi, les phénomènes de décalcification interviennent.

Après avoir exposé les vues de Constant Prévost, A. Meugy et G. Dollfus, J. Gosselet fait remarquer avec beaucoup de raison que chacune de leurs théories sur l'origine des meulières est spéculative; aucune n'est appuyée sur une étude sérieuse de la roche et des conditions où elle se rencontre. Le jugement formulé en la matière, en 1896, n'a rien perdu de sa valeur aujourd'hui. « Toutes trois, ajoute-t-il, peuvent contenir une certaine somme de vérités. Ainsi, il est certain que les vides des meulières sont dus à la dissolution du

[1] G. Dollfus, Notice sur une nouvelle carte géologique des environs de Paris (*Congr. géol. int., C. R.*, 3e Sess., Berlin, 1885, p. 168-169).

[2] St. Meunier, Les Meulières; comment elles sont faites (*La Nature*, 1895, vol. I., p. 186-188).

Ibid Les meulières de Montmorency (*Le Naturaliste*, 1900, p. 63-65).

ciment calcaire ou marneux qui les empâtait... » Et combien mon maître était dans le vrai, lorsqu'il ajoutait que Constant Prévost s'était attaqué à l'un des problèmes les plus difficiles de la géologie [1].

En résumé, la silice de la meulière est ou non un dépôt de sources, une matière abandonnée par une eau dans laquelle elle est en dissolution ou en suspension, un produit de ségrégation dans une boue par attraction moléculaire, un résidu de décalcification d'un calcaire siliceux. Et le phénomène qui engendre la meulière est contemporain de la sédimentation ou franchement postérieur au dépôt.

Les théories de la meuliérisation. — Au fond, les théories de la meuliérisation peuvent se ramener à trois : 1. La silice vient de la profondeur; 2. La silice est fournie par des dépôts supérieurs à la formation meuliérisée; 3. La silice est empruntée aux dépôts lacustres mêmes.

1. *La silice est d'origine interne.* — La théorie de l'origine interne, qu'on retrouve chaque fois que l'origine d'une matière minérale est mystérieuse, se heurte à une objection qui est toujours la même, quand on fait intervenir, sans raison, des apports de la profondeur. Il est hors de conteste que dans les milliers d'exploitations, ouvertes pour extraire la meulière, on n'a jamais observé de cheminée authentique, permettant à des eaux thermales ou à des eaux geysériennes de gagner la surface. Dans ces conditions, l'explication ne s'appuie sur aucun fait d'observation.

2. *La silice est fournie par des dépôts supérieurs à la formation meuliérisée.* — Je ne connais que par ouï-dire cette explication, formulée par Munier-Chalmas, mais non publiée. Si mon information est exacte, dans le cas de la meulière de Beauce, la silice aurait été fournie par les sables de la Sologne dont on retrouve encore aujourd'hui maints témoins recouvrant la meulière sur les plateaux des environs de Paris. La vérité est qu'il est impossible de faire la preuve de l'intervention desdits sables, et qu'il y a un sérieux motif de croire qu'ils n'ont pas joué le rôle en question. Une chose est certaine, les grains de quartz, en très grande majorité, ne sont pas corrodés. Dans ces conditions si les autres ont libéré de la silice à un moment donné, le phénomène de dissolution ne

[1] J. Gosselet, *op. cit.*, p. 101.

peut remonter qu'à l'époque de la désagrégation des roches qui ont engendré les éléments des sables.

Le problème est autre pour la meulière de Brie. Dès l'instant qu'elle est directement recouverte par les marnes à Huîtres imperméables, comme à Villejuif, par exemple, aucune formation sableuse ne peut l'approvisionner en silice, *per descensum*.

L'explication me paraît excellente dans son principe, surtout lorsqu'on peut mettre en cause des dépôts supérieurs renfermant des organismes siliceux. Ce n'est pas le cas dans l'espèce. Je l'ai fait intervenir autrefois pour rendre compte de la silicification profonde de la craie à *Terebratulina gracilis* dans le Bassin de Mons, au cours d'une période d'émersion[1]. Mais en ce qui concerne les meulières de Brie et de Beauce, j'estime qu'elle est en défaut, et que le phénomène de silicification se réclame d'un tout autre processus.

3. *La silice, d'origine organique, est empruntée aux dépôts lacustres mêmes.*— Dans l'impossibilité de faire appel à la silice d'origine geysérienne, ainsi qu'aux dépôts supérieurs aux meulières, on n'a plus qu'une seule ressource, qui est de considérer le milieu qui a donné naissance plus tard aux calcaires meuliérisés, comme le milieu générateur de la silice.

J'enseigne depuis plus de vingt ans que la silice des meulières de Brie et de Beauce ne peut avoir qu'une origine organique, parce que seule cette conception est de nature à donner une solution intégrale au problème posé, et qu'elle est dans la logique des choses. Plus d'une fois, j'ai vu cette opinion reproduite sans en indiquer la source.

De nos jours, lorsque l'étude de sédiments anciens soulève quelque difficulté insurmontable, on ne manque pas d'interroger les dépôts actuels, dans l'espoir d'éclairer les premiers par les seconds. De là, l'importance des études océanographiques au point de vue géologique. Pourquoi n'en serait-il pas de même de la limnographie, en ce qui concerne l'interprétation des formations lacustres anciennes? A cet égard, il est frappant d'observer la place insignifiante réservée aux sédiments lacustres en voie de formation dans les études de pétrogenèse, relatives aux dépôts lacustres de l'époque tertiaire.

C'est le moment de rappeler le rôle considérable joué par les Diatomées dans la constitution des dépôts de toute une série de lacs de France. On sait

[1] L. Cayeux, Contribution, etc., p. 108 et 109.

depuis longtemps qu'un dépôt à Diatomées s'accumule rapidement dans le lac Saint-Loup (Puy-de-Dôme). De l'analyse des préparations que je dois à l'obligeance de M. l'Ingénieur Delebecque, dont on connaît les beaux travaux sur les lacs français, il résulte que certains de ces lacs, Pavin et Chauvet (Puy-de-Dôme), Crégut (Cantal), Issarlès (Haute-Loire) déposent des boues à Diatomées très pures. D'autres, tout en faisant une place aux minéraux détritiques, engendrent des boues pétries de frustules; tel est le cas pour les lacs de Cos, Robert, Crozet (Isère) et de Montcyneire (Puy-de-Dôme). Dans une troisième catégorie de dépôts, les Diatomées sont reléguées au second plan, ce qui ne les empêche pas d'abonder. Et parmi les moins purs, il s'en trouve qui renferment à la fois du carbonate de chaux et des frustules de Diatomées [1].

Je ne puis m'empêcher de voir dans ces lacs l'image de nos lacs tertiaires, comme nous voyons dans les mers actuelles l'image, plus ou moins fidèle, des mers anciennes. Il y a dans leurs dépôts de quoi engendrer des concentrations siliceuses de grande importance, ici, représentant à elles seules presque toute la masse du sédiment accumulé, et là, plus ou moins subordonnées à du calcaire. Dans ces conditions, il est infiniment légitime de supposer que les lacs tertiaires ont, eux aussi, nourri des Diatomées et qu'une partie au moins de leurs dépôts renfermaient de la silice organique. Cette idée directrice n'a cessé de me guider dans les longues recherches qui ont abouti à la découverte des Diatomées signalées plus haut. C'est chose maintenant certaine qu'il y avait des Diatomées dans les lacs de Brie et de Beauce. En quelle proportion? nous ne le saurons jamais, mais nous en savons assez pour orienter la question vers une solution organique. On ne peut s'étonner, à bon droit, du petit nombre d'individus observés jusqu'à présent. Si un spicule d'Éponge, représentant une masse de silice plus de cent fois supérieure à celle d'une Diatomée, peut disparaître sans laisser de traces, il est naturel que dans un milieu soumis à des phénomènes de dissolution intense, les carapaces de Diatomées, d'architecture très délicate et d'une finesse extrême, aient disparu en foule. Et si, comme j'en suis fermement convaincu, les Diatomées sont converties en meulières, l'énorme développement de celles-ci, par rapport aux silex de la craie, ne laisse que fort peu de chances d'observer des formes échappées à la destruction.

[1] L. Cayeux, Existence de Diatomées dans les meulières des environs de Paris. Origine organique de la silice des meulières (*C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXX, 1925, p. 1670-1672).

Bref, *le problème de l'origine des meulières de Brie et de Beauce n'est pour moi qu'un cas particulier du problème général de la formation des accidents siliceux en milieu calcaire*. Dans l'espèce, l'agent générateur de la silice est la Diatomée, au lieu de l'Éponge. Et de même que les silex de la craie résultent de la concentration de la silice des spicules, les meulières en question sont le produit de la concentration de la silice de Diatomées.

Problèmes divers posés par la genèse de la meulière. — Il ne suffit pas de fixer la source de la silice des meulières pour résoudre tout le problème de l'origine de ces roches, car la dissolution et la concentration de cette matière, sans parler de la décalcification du dépôt, réclament également une explication. Qu'on ne s'y trompe pas, la question à traiter est exactement celle de l'origine des silex pour un observateur qui ne connaîtrait de la craie que son résidu de décalcification, l'argile à silex. A la lumière des silex seuls, il apprendrait que la roche-mère renfermait des spicules, que ces silex résultent d'une épigénie, et c'est à peu près tout ce qu'il pourrait savoir. Tel est exactement le cas pour la meulière.

Faute de mieux, on est donc réduit à supposer que, par analogie, la dissolution et la concentration de la silice organique se sont opérées comme dans la craie, quoique le milieu fût passablement différent.

Meulières renfermant des inclusions de résidu de décalcification. — Au nombre des faits acquis au cours de cette étude nous retenons plus spécialement ici que la meulière est un calcaire lacustre silicifié, et non le résultat d'une concentration de la silice, en milieu argileux, suivant l'opinion de A. Gaudry et de M. G. Dollfus[1].

Il est certain que les meulières sont en grande majorité composées de manière qu'on peut conclure à une épigénie. Mais des échantillons n'accusent aucune trace de carbonate de chaux visible, ce qui n'est point un argument contre la notion de substitution. A celle-ci on ne peut guère opposer que l'existence des meulières à inclusions « argileuses ». Ces inclusions ont été signalées par d'anciens observateurs et, notamment, par Cuvier et A. Brongniart, en 1822, et par A. Gaudry, en 1852. Cuvier et A. Brongniart définissaient la

[1] De propos délibéré, j'évite d'étudier le processus de décalcification, de même que j'ai négligé systématiquement d'analyser la formation de l'argile à silex aux dépens de la craie, estimant que la question sort de mon sujet.

meulière « un silex criblé d'une multitude de cavités irrégulières. . . souvent remplies de marne argileuse. . . ne communiquant point entre elles[1] ». « Cette argile, écrit A. Gaudry, est très semblable à l'argile dans laquelle les matières sont enclavées; et comme les cavités sont souvent parfaitement closes et ne sont reliées aux faces extérieures des meulières par aucune fente, aucun conduit, on ne peut supposer qu'elles ont été remplies après coup. Ainsi les meulières ont été formées originairement au milieu même de l'argile, dans laquelle elles sont aujourd'hui engagées[2]. »

L'explication des inclusions dites argileuses, ou plus exactement de noyaux formés d'un résidu de décalcification, ne comporte que deux hypothèses :

1. Ces noyaux représentent des impuretés du calcaire silicifié, refoulées et concentrées au sein des blocs par les progrès de la silicification, ce que je crois être l'expression de la vérité.

2. Ils correspondent à des portions de la gangue actuelle, emprisonnées dans une meulière, développée en milieu soi-disant argileux (p. 653), c'est-à-dire après le phénomène de décalcification.

A première vue, il n'est pas déraisonnable d'envisager la possibilité d'une dualité de formation, comportant une épigénie du calcaire lacustre dans les conditions précédemment indiquées, puis une concentration directe au sein du résidu de décalcification. Le premier processus, qui serait de beaucoup le plus important, rattacherait intimement les meulières aux silex. Le second, datant de l'épisode de décalcification, correspondrait au phénomène qui agglutine accidentellement les silex de l'argile à silex par un ciment siliceux, engendré au cours de la dissolution de la craie et de l'élaboration de l'argile à silex (conglomérats siliceux ou perrons).

Mais cette dualité d'origine impliquerait forcément une dualité de caractères des meulières, parce que la silice épigénique du carbonate de chaux ne se comporte jamais comme la silice développée dans des vides. Il faut bien dire qu'à l'heure actuelle cette conception n'est appuyée par aucun fait. A mon sens, la question peut être tranchée facilement, car il suffit d'observer dans les meulières, qui emprisonnent des nids de résidus, des traces de carbonate

[1] G. Cuvier et A. Brongniart, *op. cit.*, p. 57.
[2] A. Gaudry, *op. cit.*, p. 42.

de chaux témoin, pour réduire à néant l'hypothèse d'une formation directe au sein des produits de décalcification. La vérification reste à faire.

Jusqu'à plus ample informé, et malgré l'existence de meulières à inclusions de résidu, j'admets que toutes nos meulières ont la même origine que les silex de la craie. La différence de facies, parfois très grande, entre les deux catégories de dépôts s'expliquerait, avant tout, par la richesse exceptionnelle de la formation lacustre en organismes siliceux, par une grande dissemblance dans les caractères physiques des roches-mères, notamment très différentes au point de vue de la pureté, et dans une silicification incomplète des calcaires lacustres.

Forme irrégulière des matériaux. — Il ne m'échappe pas que l'orientation imprimée à la question des meulières n'élude pas toutes les difficultés qui ont arrêté les anciens observateurs. Pour moi, comme pour eux, la forme anguleuse des blocs reste inexpliquée. Pourquoi le type concrétion est-il l'exception dans l'ensemble et les matériaux revêtent-ils de préférence un caractère fragmentaire? Le mystère est tout de même moins profond que par le passé. Dans un milieu d'une richesse en centres d'attraction supposée exceptionnelle, où la silice en solution est sollicitée de tous les côtés, la concentration en rognons se conçoit moins que dans la craie, et c'est plutôt une *silicification diffuse*, non réglée par d'importants centres directeurs, qu'il faut s'attendre à observer. De là, l'irrégularité des matériaux mis en liberté par la décalcification et le défaut d'homogénéité des meulières si fréquemment caverneuses.

Décalcification des meulières cariées. — On retrouve dans le domaine des meulières une difficulté qui s'est présentée à nous, en étudiant les silex creux (p. 473). Certains de ces silex, originellement remplis de craie, ont éliminé leur carbonate de chaux, en dépit de l'existence d'une paroi susceptible d'être très épaisse. Or, le même phénomène s'est passé à une échelle considérable dans la meulière maintenant cariée, dont les innombrables cellules, privées de toute communication avec l'extérieur, ont été vidées de leur calcaire. La présence d'un résidu de décalcification et le dépôt ocreux qui teinte les cavités sont là pour l'attester, ainsi d'ailleurs que les meulières bréchoïdes non décalcifiées. Je n'ai aucune explication satisfaisante à proposer.

Conclusions. — En résumé, nous avons appris que les meulières de Brie et de Beauce représentent des produits de silicification de calcaires lacustres, que l'épigénie de ces calcaires s'est faite en deux temps pour beaucoup de meulières (meulières bréchoïdes à noyaux siliceux) et que la seule explication rationnelle de la meuliérisation met en cause une silice d'origine organique. Après quoi, le champ reste ouvert aux hypothèses, en attendant qu'une étude des meulières à la fois systématique et largement conçue soit menée à bonne fin.

Du point de vue philosophique, les observations et inductions qui constituent le fond de la précédente étude ont le grand avantage de faire rentrer la question de la genèse des meulières dans un problème de grande envergure, dont la formation des silex est l'un des éléments, à savoir la production d'accidents siliceux en milieu calcaire, dérivant, en dernière analyse, d'une grande activité organique.

Terminologie. — Tout en reconnaissant que le vocable meulière est loin de répondre à une entité pétrographique, je crois préférable de ne pas l'éliminer de la nomenclature des roches siliceuses. Son emploi est d'ailleurs tellement consacré par l'usage que n'importe quelle initiative dans cet ordre d'idées serait vouée à l'insuccès. Pour donner aux diagnostics toute la précision voulue, on peut dire d'une meulière qu'elle est *quartzeuse* ou *calcédonieuse*. Le même résultat serait atteint en classant les dépôts analysés en deux catégories : les *meulières-quartzolithes* et les *meulières-silex*.

Coup d'œil d'ensemble sur les accidents siliceux en milieu calcaire lagunaire et lacustre.

Si l'on embrasse d'un rapide coup d'œil les accidents siliceux des calcaires dits lagunaires et lacustres, on constate immédiatement qu'une discrimination est à faire pour rejeter de l'ensemble considéré les dépôts attribués à tort aux sédiments lagunaires. L'élimination faite, restent en présence des formations passablement variées qui sont loin d'être également connues en tant que roches-mères.

Pour ce qui est des caillasses, on est fondé à rapporter à des spicules d'Éponges et à des Diatomées la silice concentrée en nodules, même dans les

parties franchement lagunaires. L'origine de la silice des « silex » du calcaire de Saint-Ouen et des calcaires blancs de l'Agenais reste absolument indéterminée. Quant aux « travertins siliceux » de Champigny, ils présentent les plus grandes affinités avec les meulières typiques, ce qui ne prouve pas que l'origine de la silice soit la même de part et d'autre. En l'état présent des connaissances, il semble bien que le groupe des Diatomées ait joué un rôle capital dans l'élaboration de la silice des accidents siliceux passés en revue.

CHAPITRE VIII.

LES ACCIDENTS SILICEUX EN MILIEU MARNEUX ET ARGILEUX.

Les déplacements moléculaires dont les roches plus ou moins argileuses sont le siège engendrent, non seulement des concrétions calcaires, connues sous le nom de *septarias*, mais des concrétions siliceuses qui figurent dans la nomenclature au titre de *silex ménilites*.

A vrai dire, cette catégorie d'accidents siliceux revêt le caractère d'une exception, de peu d'intérêt pour l'ensemble des formations sédimentaires, car leur distribution dans le temps, aussi bien que dans l'espace, est des plus restreintes. On en connaît dans le Bartonien et le Ludien du Bassin de Paris, où leur développement a quelque chose d'accidentel et de local, ainsi que dans le Tongrien du Cantal et de la Haute-Loire.

Silex ménilites des environs de Paris.

(*Ménilite, silex résinite, opale résinite.*)

(Pl. XXX, fig. 120 et 121.)

Les silex ménilites, connus dans le Bassin de Paris, sont subordonnés aux « marnes » comprises entre la deuxième et la troisième masse de gypse, et aux lits de magnésite des calcaires et marnes de Saint-Ouen.

Dès le XVIII^e^ siècle, ils avaient attiré l'attention des naturalistes. Faujas de Saint-Fond, qui n'en connaissait pas le gisement, les assimilait au pechstein, et c'est comme *pechstein de Mesnil-Montant* que Delarbe et Quinquet[1] les ont

[1] DELARBE et QUINQUET, Sur le pechstein de Mesnil-Montant (*Journ. Phys.*, t. XXXI, 1787, p. 219-223).

signalés, en 1887. Dix ans plus tard, Delamétherie [1] leur appliquait pour la première fois le terme *ménilite*, créé par de Saussure, en même temps qu'il définissait deux espèces, le *ménilite brun* de Mesnil-Montant et le *ménilite blanchâtre* [2] des carrières d'Argenteuil. La même roche a été retrouvée par Cuvier et A. Brongniart [3] dans le calcaire de Saint-Ouen. M. A. Lacroix [4] a donné de cette roche une analyse à la fois minéralogique et chimique à laquelle je ferai plus d'un emprunt.

A Argenteuil, où les « silex » ménilites restent visibles, on les observe en très grand nombre dans une « marne » gris jaunâtre, compacte, sous la forme de rognons tuberculeux, très irréguliers, aplatis, de couleur gris moins clair que la roche-mère. Très variables, leurs dimensions peuvent tomber à moins d'un centimètre pour des rognons globuleux, ou mesurer 10 centimètres et davantage pour des formes particulièrement irrégulières.

A Villejuif, où le gypse a cessé d'être visible depuis longtemps, les nodules de ménilite sont caractérisés par une surface très unie, blanchâtre, gris bleuâtre de plusieurs nuances, et une cassure brunâtre de grande finesse et résineuse. On y a recueilli les plus gros nodules fournis par les « marnes » du gypse, remarquables par leur forme simple, arrondie, concrétionnée, mamelonnée, présentant parfois des traces très nettes d'accroissement par zones concentriques (fig. 120).

D'après M. A. Lacroix, à Ménilmontant, les silex ménilites constituent des « rognons tuberculeux, isolés ou groupés en grand nombre dans l'argile magnésienne schisteuse, où ils sont aplatis suivant les plans de stratification. . . Les nodules de ménilite dégagés de l'argile présentent la trace des lits successifs de celle-ci, et l'examen microscopique fait voir que cette structure se poursuit parfois jusque dans le nodule lui-même. La ménilite de ce gisement a une cassure conchoïdale brune, cireuse et une surface un peu bleuâtre. » [5]

Quant à ceux des calcaires de Saint-Ouen, ils sont, d'après M. A. Lacroix, de teinte blanche ou rougeâtre et souvent de grande taille. La collection de Bournon (Collège de France) renferme quelques échantillons de provenance inconnue, remarquables par leur aspect concrétionné et mamelonné (fig. 121).

(1) J. C. Delamétherie, Théorie de la terre, 2e éd., t. II, 1797, p. 169-170.

(2) Le vocable ménilite était alors du genre masculin.

(3) G. Cuvier et A. Brongniart, Description géologique des environs de Paris, 1822, p. 214.

(4) A. Lacroix, Le Gypse de Paris (*Nouv. Arch. du Muséum*, t. IX, 1897, p. 257-260).

(5) *Ibid.*, *op. cit.*, p. 258.

Quel qu'en soit le degré de complication, la forme des « silex » ménilites ne comporte jamais que des lignes arrondies ainsi qu'un dessin franchement arrêté. Des rognons font corps avec la gangue et d'autres s'en détachent avec facilité. Leur cassure est fine comme celle des silex typiques. De ceux-ci, ils diffèrent par une moindre dureté et par l'absence de translucidité sur les bords. Aucune trace de patine n'est visible.

Les nombreuses données réunies par M. A. Lacroix font varier la densité des rognons de 2.16 à 2.25.

La roche-mère serait, d'après le même auteur, une « argile magnésienne et calcaire », ce qui, pour lui, explique les variations de composition accusées par les analyses qu'il a publiées.

Avant d'aborder l'étude micrographique des rognons, je dois noter que, sous le nom de « silex ménilites », on a désigné des produits de nature très dissemblable qui ne rentrent que pour partie dans la catégorie des accidents siliceux, issus de roches-mères marneuses ou argileuses. Certains de ces soi-disants silex ne sont ni plus ni moins que des concrétions *silico-calcaires*, voire *calcaréo-siliceuses*, faisant vivement effervescence avec les acides. Vérification faite, ces pseudo-ménilites ont été engendrées en milieu calcaire. Tel est le cas pour la totalité des rognons que j'ai recueillis, à maintes reprises, dans les grandes plâtrières d'Argenteuil, ainsi que les analyses ci-après en font foi. Il en serait de même pour une partie des ménilites de Villejuif, car S. Terreil a conclu de l'analyse d'un rognon, qu'il n'est pas autre chose qu'un calcaire, silicifié par environ un quart de son poids de silice[1].

Bref, il est clairement établi que les rognons dits de ménilite ont été engendrés, les uns en *milieu calcaire*, et les autres en *milieu plus ou moins argileux*. En d'autres termes, l'étude d'une partie des ménilites des collections ne peut trouver place ici, et seules les ménilites, subordonnées à des roches marneuses ou argileuses, rentrent dans le cadre du présent mémoire.

L'examen microscopique des rognons de ménilite montre, selon M. A. Lacroix, « que cette substance est essentiellement constituée par de l'opale concrétionnée monoréfringente, au milieu de laquelle on observe des traînées de l'argile ou de la magnésite que renferment les nodules »[2].

[1] A. Terreil, Analyse de la ménilite de Villejuif (*C. R. Ac. Sc.*, t. 111, 1890, p. 126-127).

[2] A. Lacroix, *op. cit.*, p. 259.

Les nombreux échantillons examinés, dont plusieurs ont été tirés de la belle collection léguée par de Bournon au Laboratoire de Géologie du Collège de France, montrent tous au microscope un fond d'hydrosilicate de magnésie (magnésite), cristallisé en lamelles, petites et fines, d'aspect souvent moiré, plus ou moins imprégné de silice amorphe, absolument indifférenciée. Quelques témoins de minéraux clastiques, comme le quartz, sont dispersés en très petit nombre, dans la masse.

L'analyse chimique de quatre échantillons, dont deux seulement fournis par de vraies ménilites, a donné les résultats suivants :

ÉLÉMENTS.	I.	II.	III.	IV.
Silice totale	13.00	44.95	80.30	85.05
Al^2O^3	1.01	0.85	1.75	0.91
Fe^2O^3	3.59	2.79	2.15	1.19
CaO	41.35	24.30	0.65	0.60
MgO	3.38	3.38	5.61	4.92
K^2O	0.44	0.30	0.27	0.13
Na^2O	0.16	0.14	0.41	0.23
P^2O^5	0.07	0.10	"	"
CO^2	32.20	18.30	"	"
H^2O	4.00	4.50	9.25	7.35
TOTAL	99.20	99.62	100.39	100.38

I. Roche-mère des ménilites d'Argenteuil. — II. Ménilite d'Argenteuil. — III et IV. Échantillons de la collection de Bournon, d'origine inconnue, tous deux paraissant appartenir à des marnes magnésiennes.

D'après les deux dernières analyses relatives à des ménilites typiques, cette variété d'accidents siliceux comporterait la présence de plusieurs unités de magnésie, sans trace de carbonate de chaux. Dans les huit analyses publiées par M. A. Lacroix, la teneur en silice est comprise entre 59.10 et 85.5 p. 100 et la proportion de magnésie peut atteindre 10.30 p. 100.

Quelle qu'elle soit, la roche-mère est totalement dépourvue d'organismes susceptibles de fournir la silice des rognons. Du point de vue génétique, on ne peut guère songer qu'à une concentration moléculaire, aux dépens du milieu générateur, au temps où les dépôts n'étaient pas encore consolidés. Cette explication, dont le caractère hypothétique ne saurait échapper, ne rend malheureusement pas compte de l'origine et de l'état primitif de la silice.

Renonçant au terme silex qui ne convient pas du tout aux rognons en question, M. A. Lacroix les désigne sous le nom d'*opale ménilite*, mieux approprié à leurs caractères minéralogiques. C'est ainsi que je les appelle également, mais en les faisant rentrer dans un groupe plus compréhensif qui est celui des *opalites*.

CHAPITRE IX.

LES ACCIDENTS SILICEUX EN MILIEU GYPSEUX.

Les accidents siliceux dont il va être question représentent tous des produits de substitution de la silice à des dépôts d'évaporation. Pour le moment, je n'en puis signaler qu'un petit nombre d'exemples, mais sans doute leur diffusion n'est-elle pas aussi restreinte que l'état de nos connaissances le fait supposer. Les plus anciens relèvent du Purbeckien du Jura. Viennent ensuite des accidents siliceux du Lutétien et du Bartonien, indépendants de ceux précédemment décrits et, enfin, les « silex » du gypse ludien. Tenant compte avant tout des affinités minéralogiques, je suivrai dans leur analyse un ordre différent de celui que je viens d'indiquer.

1. Silex nectiques.

(Syn. *Quartz nectique, silex terreux, opale nectique.*)

(Pl. XXIX, fig. 117, Pl. XXX, fig. 122.)

Tous les silex nectiques actuellement connus sont subordonnés aux « marnes » bartoniennes des environs de Paris. Par tous leurs caractères, ils s'écartent foncièrement des autres silex. Ils se présentent sous forme de rognons globuleux, mamelonnés ou non, et parfois très irréguliers, atteignant le volume d'une noix, d'une orange, et, par exception, celui de la tête (A. Lacroix). Les

rognons sont constitués par une roche gris clair, d'aspect amorphe et terreux, à cassure irrégulière, très rugueux au toucher, à texture spongieuse, et légers à ce point que, plongés dans l'eau, ils flottent pendant un temps plus ou moins long avant de gagner le fond. Aucune différenciation superficielle ne rappelle la patine des silex de la craie, mais on y décèle parfois en relief des lignes qui ont enregistré la texture feuilletée des « marnes » dont ils dépendent (fig. 122).

Haüy a désigné le silex nectique sous le nom de « quartz *nectique*, c'est-à-dire *disposé à nager* »[1]. Avec le temps, le quartz nectique est devenu le silex nectique.

Pour Cordier, « le silex nectique était originairement, soit un silex calcarifère, soit un calcaire siliceux, dont la matière calcaire a été dissoute par de l'eau chargée d'acide carbonique ; en sorte qu'il n'est plus resté que le squelette siliceux de la roche »[2].

Munier-Chalmas, le premier, a fait dériver le silex nectique du gypse bartonien. « Les bancs contenaient des rognons de gypse inégalement cristallisé et inégalement soluble, les parties les plus solubles ont été seules remplacées par de la silice, les autres dissoutes plus tard ont laissé des vides qui expliquent la légèreté de ces silex[3]. » On ignorait alors la structure intime de ces accidents siliceux.

D'après A. de Lapparent, qui admet également la silicification du gypse comme point de départ de la formation du silex en question, les vides de la substance correspondent au calcaire qui enveloppait, à l'origine, les cristaux de gypse[4].

M. A. Lacroix classe ces pseudo-silex sous le nom d'*opale nectique*, en raison du grand développement de la silice monoréfringente dans les échantillons qu'il a analysés. Il a montré que débarrassé de la marne qui l'enveloppe et des traces de calcite qu'il renferme, le « silex » nectique se dissout sans résidu apparent dans les alcalis et dans l'acide fluorhydrique. D'après le même savant, les cristaux de gypse inclus dans le silex nectique sont maintenant isotropes. « Ils sont pressés les uns contre les autres, sans aucun ciment, laissant

[1] L'Abbé Haüy, Traité de minéralogie, 2e éd., t. II, 1822, p. 431.

[2] P.-L. A. Cordier, *op. cit.*, p. 213.

[3] Marcel Bertrand, Compte rendu de l'excursion du 18 août à Bicêtre et à Villejuif (*B. S. G. Fr.*, 3e éd., t. XVII, 1889, p. 847).

[4] A. de Lapparent, Traité de Minéralogie, 4e éd., 1908, p. 451.

entre eux des vides qui donnent à la roche sa porosité caractéristique[1]. » M. A. Lacroix suppose qu'originellement les petits cristaux de gypse opalisés étaient consolidés par de la calcite qui a été postérieurement dissoute. S'il en était ainsi, la porosité devrait être très restreinte, puisque les cristaux de gypse étaient contigus ou peu s'en faut.

L'examen d'un grand nombre d'échantillons fait ressortir d'importantes différences de composition et de structure, en même temps qu'il permet d'observer des types gypsifères, inconnus jusqu'à présent.

Tout silex nectique procède en dernière analyse d'un dépôt à base de gypse qui a été plus ou moins silicifié. Trois variétés sont à distinguer : 1. Les cristaux de sulfate de chaux sont détruits et remplacés par des vides, auquel cas le « silex » dit nectique est typique; 2. Les cristaux de sulfate de chaux sont intacts; 3. La structure et la composition premières sont effacées par une silicification généralisée.

1. *Silex nectiques criblés de vides* (fig. 117). — Des éclats de la roche, examinés à la loupe binoculaire, mettent très nettement en évidence une texture finement poreuse et l'existence de vides lenticulaires parfaitement reconnaissables. Ces vides reproduisent le profil des cristaux avec une telle fidélité qu'on ne peut l'imaginer plus net. Vient-on à baisser à fond le condenseur du microscope qu'on voit se détacher une multitude de sections losangiques allongées (*a*), à bords rectilignes ou légèrement courbes, très caractéristiques de cristaux de gypse lagunaire. Mais, inutile d'y chercher des témoins de cette substance, car il n'en reste pas la plus petite trace. Un essai de porosité, fait par M. A. Randoin, fixe la somme des vides à 80 p. 100 du volume; autant dire que la roche est réduite à un squelette comportant un minimum de matière.

Entre les nicols croisés, le fond, représentant l'ancienne gangue des cristaux de gypse, comporte certainement l'existence de deux silices, de la calcédonite en fibres très ténues, allongées, témoignant d'une tendance marquée à s'aligner dans le sens des anciens cristaux de gypse posés à plat, et une masse d'opale très prépondérante (*b*). Quelques petits granules de quartz et de la calcite en proportion infime, sous forme de petits éléments très irréguliers, complètent l'ensemble.

[1] A. Lacroix, Minéralogie de la France et de ses colonies, t. III, 1901, p. 244.

L'analyse chimique d'un échantillon appartenant à ce premier type a donné les chiffres suivants :

SiO^2 (totale)	83.50	
SiO^2 (soluble)		2.80
Al^2O^3	0.78	
Fe^2O^3	0.32	
CaO	3.85	
MgO	1.82	
K^2O	0.27	
Na^2O	0.21	
CO^2	2.60	
H^2O	6.40	
TOTAL	99.75	

On notera la faible teneur en alumine et la proportion de chaux, qui fait supposer l'existence de variations très appréciables dans la teneur en carbonate de chaux, étant donné que les préparations examinées n'en renferment que des traces.

2. *Silex nectiques dont le gypse est conservé.* — En gros, ils correspondent au type précédent dont les vides seraient occupés par les cristaux disparus.

En conséquence, le fond de la roche est constitué par une foule de cristaux de gypse, aux sections losangiques ou lenticulaires, mesurant de 0 mm. 05 à 0 mm. 1, suivant le plus grand axe. Ces cristaux sont généralement simples et alignés dans le sens de la stratification. Mais il arrive que des éléments se fondent en partie les uns dans les autres, de manière à engendrer des groupements de cristaux lenticulaires, comme il s'en trouve, à l'état macroscopique, dans les caillasses silicifiées du calcaire grossier supérieur (quartz en crêtes de coq).

Entre les nicols croisés, tous les cristaux agissent sur la lumière polarisée, mais on constate immédiatement que la matière qui les forme n'est plus du gypse. Sous l'influence de la chaleur, au cours du montage des préparations, le gypse est remplacé, comme l'a montré M. A. Lacroix, par un sulfate probablement triclinique, très riche en macles de grande finesse, analogues à celles des feldspaths tricliniques. Dans l'espèce, ces macles abondent.

Un petit nombre de cristaux complets sont quartzifiés et convertis en agré-

gats de quartz. D'autres ne le sont que partiellement, et l'on peut voir, au sein d'une section losangique, un, deux ou trois granules de quartz fixés dans la partie la plus large, le reste de l'élément étant formé de sulfate de chaux très maclé. Dans quelques plages, exclusivement gypseuses et indifférenciées à l'origine, le quartz peut prendre un certain développement et engendrer de petits amas de quartzite secondaire (quartzolithe).

En lumière blanche, le ciment est le plus souvent formé de fibres d'une extrême ténuité, ordonnées parallèlement ou groupées en sphérolithes plus ou moins bien individualisés. Entre les nicols croisés, la structure sphérolithique est beaucoup moins nette, alors que la structure simplement fibreuse reste très discernable avec une bonne lumière. En réalité, le milieu correspondant à la gangue est formé de calcédonite dominante et d'opale. Par exception, la silice amorphe s'isole en globules, libres ou associés en chapelets, ou encore en petits amas botryoïdaux. Plus rarement encore, la différenciation de l'opale en globules revêt une certaine fréquence.

A l'origine, le dépôt devait être composé de cristaux de gypse plongés dans une gangue calcaire très accessoire. De cette gangue on retrouve des vestiges sous forme de granules de calcite constituant une très fine poussière. Par endroits seulement, la boue calcaire était nécessaire pour maintenir en place les cristaux généralement contigus. Quelques grains de quartz complétaient l'ensemble, totalement dépourvu d'organismes.

3. *Rognons résultant d'une silicification généralisée.* — Cette troisième manière d'être, profondément distincte des silex nectiques proprement dits, engendre, soit des noyaux de taille variable, d'aspect compact, à cassure unie et luisante, soit des silex entiers. Le passage d'un type à l'autre se fait brusquement, et l'on peut voir telle coupe taillée perpendiculairement à la stratification, formée, d'un côté, par un silex à cristaux de gypse conservés, et de l'autre, par une variété silicifiée en totalité. En définitive, cette dernière variété est caractérisée, et par la disparition complète du sulfate de chaux, et par l'absence de vides marquant l'emplacement des cristaux de gypse. Que le point de départ soit le même, la preuve en est que l'examen des coupes avec le condenseur très descendu, met en évidence des plages, où le dessin des cristaux lenticulaires reste visible, en dépit de la silicification intégrale du dépôt.

Entre les nicols croisés, les rognons accusent de grandes affinités avec les

« silex » de l'étage du gypse, qui vont être l'objet d'une description détaillée. Autrement dit, il s'y trouve des grains de quartz secondaire, isolés ou non, accompagnés de quartzine très développée, à l'exclusion, semble-t-il, de la lutécine. La présence de quelques granules de calcite déchiquetés atteste que ce minéral est en régression.

Conclusions. — Les traces de calcite, tantôt insignifiantes et tantôt appréciables, observées dans les différents types de silex nectique, conduisent par induction à se représenter la roche originelle, comme formée de cristaux de gypse agglutinés par du carbonate de chaux finement grenu. Cette roche-mère m'est connue dans la formation de Saint-Ouen, à cela près que tous ses éléments de sulfate de chaux, dissous à un moment donné, sont maintenant représentés par des vides. Il en existe même des variétés qui font transition aux rognons réduits à une gangue siliceuse criblée de vides, par un commencement de silicification du carbonate de chaux, localisée en certaines plages.

Bref, tout s'enchaîne dans les différentes étapes, comprises entre le dépôt de gypse à gangue calcaire, et le « silex » à base de quartzine, résultant d'une silicification totale du sulfate et du carbonate de chaux en présence.

Quant à la genèse des vides qui donnent aux silex nectiques un facies si spécial, elle résulte dans tous les échantillons analysés de la dissolution d'innombrables cristaux de gypse lenticulaire. Il ne subsiste jamais le moindre doute à cet égard, car ces vides conservent admirablement la forme des cristaux disparus, grâce à la trame très fine d'opale, chargée d'un peu de calcédonite, qui les maintenait en place.

D'un bout à l'autre de la série la source première de la silice reste indéterminée, et dans les types les moins modifiés comme dans ceux qui n'ont rien gardé de leur composition première, on ne discerne aucune trace d'organismes siliceux. L'époque de formation des rognons est non moins indéterminée.

Seuls répondent à la définition du silex nectique les échantillons de la première catégorie, criblés de vides et dépouillés complètement du sulfate de chaux qu'ils renfermaient à l'origine. Ceux-là peuvent être désignés sous le nom d'*opale nectique* que M. A. Lacroix a donné aux silex nectiques [1]. Les

[1] A. Lacroix, Le gypse de Paris et les minéraux qui l'accompagnent (*Nouv. Arch. du Muséum*, 3e S., t. IX, 1897, p. 243).

échantillons qui renferment du gypse, comme ceux de la deuxième catégorie, constituent des *opales nectiques gypsifères*, jusqu'à la limite où la roche continue à flotter, la prédominance du sulfate de chaux devant d'ailleurs exclure la roche des silex nectiques. La même exclusion s'étend, *a fortiori*, aux types entièrement silicifiés, différents par toutes leurs propriétés physiques des silex nectiques, et présentant, par contre, les plus grandes affinités avec les « silex » du gypse parisien.

Avec les opales ménilites ces accidents siliceux rentrent dans un groupe général, caractérisé par la grande prédominance de la silice monoréfringente, auquel j'ai donné le nom d'*opalites*.

2. « Silex » purbeckiens.

(Pl. XXIX, fig. 114.)

Le Purbeckien du Jura comporte l'existence, à sa base, d'un niveau argileux gypsifère qui m'a fourni, à la Chaux-des-Crotenay (Jura), une roche blanchâtre et finement saccharoïde, ou gris sale et d'aspect gréseux, rentrant parmi les accidents siliceux en milieu gypseux.

Au microscope, la roche est susceptible de réaliser deux facies. L'un d'eux se résout en une sorte de quartzite secondaire formé de grains et de granules moulés les uns sur les autres (*c*) et d'étoilements de quartz (*a*). Des grains tendent vers une forme cristalline. Les groupements sphérolithiques fournissent des sections composées d'au moins quatre secteurs, égaux ou non, quelquefois de cinq ou six, et rarement davantage. Du côté externe, les éléments constituants sont irrégulièrement limités ou terminés par un pointement très net; quant à leur accolement, il se fait suivant un rayon. Une pareille structure est pour le moment unique à ma connaissance. Cette première modalité peut être classée comme *quartzolithe à étoilements de quartz*.

L'autre manière d'être, reléguant le quartz au second plan, nous montre une roche constituée par des agrégats de quartzine (*b*) très développée et de quartz secondaire. La quartzine engendre ou non des sphérolithes. Une telle roche, qui n'a rien d'un silex, réalise un bon type de *quartzinite*, c'est-à-dire d'accident siliceux à base de quartzine.

Les deux manières d'être s'entremêlent dans tous les échantillons et les étoilements de quartz se rencontrent dans chaque préparation. Les exemples de quartzine en fibres insérées à la périphérie des éléments de quartz, si

fréquents dans les accidents siliceux du gypse parisien, sont ici des exceptions.

La calcédonite est loin de faire défaut. On l'observe en petites fibres, confusément distribuées dans les espaces non occupés par le quartz et la quartzine (*d*), et parfois orientées et groupées en petites bandelettes.

Un peu de calcite figure normalement dans les deux variétés à l'état de filonnets et de quelques grands éléments rongés.

Quel que soit le facies réalisé, il est impossible de retrouver la moindre trace de sulfate de chaux, mais, par suite d'analogies profondes avec les accidents siliceux dont il va être question, je n'hésite pas à y voir des produits de silicification d'une formation gypseuse.

3. «Silex» des gypses lutétiens et bartoniens.

(Syn. : *Quartz grenu en cristaux lenticulaires, quartz en crêtes de coq, quartz pseudomorphique, quartz lenticulaire.*)

Les produits de silicification du gypse acquièrent un certain développement au sein des formations lagunaires du Lutétien et du Bartonien des environs de Paris. Ils engendrent des roches qui rappellent d'emblée leur origine par l'existence de cristaux lenticulaires de 1, 2, 3 centimètres et davantage, parfois tellement nombreux qu'ils en sont pétris. Trop abondantes pour réaliser leur forme typique dans l'espace restreint qui leur est réservé, ces lentilles empiètent les unes sur les autres et donnent naissance à des groupements complexes, dont plusieurs ont été figurés par M. A. Lacroix[1].

A côté de ces pseudomorphoses il existe des matériaux composés de quartz grenu et de calcite, tous deux largement cristallisés, dont l'aspect n'évoque en rien l'idée d'une substitution de la silice au gypse. Quelques-uns renferment du quartz en beaux cristaux hyalins bipyramidés, groupés en très grand nombre. La nature de leur roche-mère n'est pas définie.

Les accidents siliceux du premier type, les seuls qui nous intéressent à cette place, ont été découverts, en 1780, par Pazumot à Passy[2]. Sage ayant

[1] A. Lacroix, *op. cit.*, Pl. XII, fig. 1 et 3.

[2] Pazumot, Lettre à MM. les Auteurs du Journal de Physique (*Journ. Phys.*, t. XVI, 1780, p. 234-235).

démontré qu'ils étaient composés de quartz, Pazumot les désigna sous le nom de *quartz grenu en cristaux lenticulaires*, sans en méconnaître l'origine secondaire, attribuée à des infiltrations superficielles.

L'abbé Haüy en fit le type de son *quartz pseudomorphique*, synonyme de *quartz en crêtes de coq* (de Lisle), lequel est « formé des groupes de cristaux lenticulaires qui ont succédé à des cristaux de chaux sulfatée de la même figure[1] ».

On ne connaissait alors ces pseudomorphoses que dans les caillasses lagunaires du Lutétien supérieur. Cuvier et A. Brongniart en ont signalé plus tard dans les sables de Beauchamp des fondations de l'Arc de Triomphe [2]. Celles du calcaire de Saint-Ouen n'ont été découvertes qu'en 1836, à Saint-Cloud, lors du creusement du tunnel du chemin de fer de Paris à Versailles (A. Lacroix).

On doit à Munier-Chalmas quelques précisions sur le gisement des accidents siliceux en question. Il a montré qu'à Bicêtre les caillasses renferment 7 à 8 lits de gypse silicifiés, que les sables de Beauchamp contiennent du gypse épigénisé à deux niveaux différents (zone à *Melania hordacea* et calcaire de Ducy), et qu'enfin dans le calcaire de Saint-Ouen la silicification du gypse aboutit au silex nectique [3].

Pour tout ce qui concerne la bibliographie du sujet et les caractères externes de ces formations gypseuses silicifiées on trouvera de plus amples renseignements dans les travaux de M. A. Lacroix [4].

Les produits d'épigénie du gypse, subordonnés au Lutétien supérieur et au Bartonien, sont tellement apparentés à ceux du gypse ludien que je renonce à les décrire au microscope.

[1] L'Abbé Haüy, *op. cit.*, p. 437.

[2] G. Cuvier et A. Brongniart, *op. cit.*, p. 149.

[3] Marcel Bertrand, *op. cit.*, p. 846 et 847.

[4] A. Lacroix, Le gypse de Paris et les minéraux qui l'accompagnent (*Nouv. Arch. du Muséum* 3e S., t. IX, 1897, p. 231-249).

Ibid., Minéralogie de la France et de ses colonies, t. III, 1901, p. 118-119.

4. « Silex » du gypse ludien [1].

(Pl. XXIX, fig. 115 et 116.)

On désigne sous le nom de « silex » du gypse des concrétions siliceuses, appelées *fusils* par les ouvriers, que l'on pouvait recueillir autrefois dans le gypse saccharoïde de la première masse des exploitations de Montmartre et de Pantin, et qui paraissent faire complètement défaut dans les plâtrières actuelles.

Ce sont des roches d'aspect corné, d'une couleur qui rappelle beaucoup celle du gypse et, par conséquent, très claire. Elles se présentent à l'état de rognons très réguliers, de forme générale lenticulaire et aplatie. Leur plus grand axe, souvent inférieur à 0 m. 10, atteint tout au plus une quinzaine de centimètres dans des spécimens d'ailleurs incomplets. Leur plus petit axe mesure de 3 à 5 centimètres. Sur la tranche, toutes sont zonaires et caractérisées par un petit nombre de larges bandes d'accroissement irrégulières autour d'un seul centre, ou de deux centres bien distincts, et reproduisant alors le dessin des lemniscates des figures d'interférence de cristaux biaxes.

La zone la plus foncée, correspondant au maximum de silicification, est toujours périphérique. Bien qu'elle paraisse franchement arrêtée au contact du gypse, la concrétion n'en est pas moins inséparable de la gangue, même par un choc violent. L'unique centre ou les deux centres, autour desquels les zones s'ordonnent, correspondent très souvent à de gros noyaux de gypse saccharoïde qui ont échappé à la silicification. J'incline à voir dans ces différentes particularités, silicification maxima à la surface et centres gypseux indemnes, la conséquence d'un développement endogène.

A première vue, les rognons siliceux du gypse se rattachent aux silex de la craie par une série de propriétés, telles que coloration, cassure, finesse de grain et translucidité des éclats. Mais quelques caractères macroscopiques font pressentir de sérieuses différences de constitution. D'abord, les concrétions sont inséparables de la gangue à la façon des cherts; ensuite, l'absence de patine est une règle absolue; enfin, la pâte est sensiblement plus cristalline

[1] L. Cayeux, Note préliminaire sur la composition minéralogique et la structure des silex du gypse des environs de Paris (*C. R. Ac. Sc.*, t. CXX, 1895, p. 391-394, et *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXIII, 1895, p. 46-51).

que celle des silex de la craie, et, sur la cassure, on distingue quantité de fines écailles incomplètement détachées, trahissant la présence de plages à structure de quartzite.

Un coup d'œil d'ensemble sur les coupes minces pratiquées dans les parties exclusivement siliceuses fait immédiatement ressortir l'existence de quatre éléments : *quartz, quartzine, lutécine* et *calcite*.

Quartz. — Il est très inégalement développé suivant les échantillons et représenté par de nombreux grains dans ceux où il l'est le moins. Abstraction faite des variétés de silice fibreuse, auxquelles il est généralement associé, le quartz donne naissance à des éléments isolés à contours irréguliers (fig. 116, *a*), à des agrégats composés d'un nombre très variable de grains et à des étoilements peu fréquents. Nombre de grains libres servent de support à des fibres de quartzine insérées normalement (fig. 115, *a* et fig. 116, *b*). Des spécimens sont très riches en agrégats dont la caractéristique est de réunir des éléments de toutes tailles groupés au hasard. Les étoilements complets sont exceptionnels. La règle est que les secteurs soient limités géométriquement à partir du centre, tout en restant irréguliers à la périphérie. Incomplets, les étoilements peuvent être réduits à deux et trois secteurs, alors que les coupes centrées des groupements complets en comportent sept ou huit.

Quartzine. — Très prépondérante à l'état libre, la quartzine revêt une grande fréquence en combinaison avec le quartz (fig. 115, *a* et fig. 116, *b*) dans des conditions bien définies par les recherches de Michel-Lévy et Munier-Chalmas, puis de MM. Wallerant et A. Lacroix [1].

Développée indépendamment du quartz, la quartzine constitue à elle seule le fond même des rognons (fig. 116, *c*). Le minéral s'y résout en pinceaux et

[1] Michel-Lévy et Munier-Chalmas, Sur de nouvelles formes de silice cristalline (*C. R. Ac. Sc.*, t. 110, 1890, p. 649-652).

Munier-Chalmas, I, Sur les formations gypseuses du Bassin de Paris; II, Sur les dépôts siliceux qui ont remplacé le gypse (*C. R. Ac. Sc.*, t. CX, 1890, p. 663-666).

Michel-Lévy et Munier-Chalmas, Mémoire sur les diverses formes affectées par le réseau élémentaire du quartz (*Bull. Soc. Fr. Min.*, t. XV, 1892, p. 159-190).

F. Wallerant, Mémoire sur la quartzine et sur l'origine de la polarisation rotatoire du quartz (*Bull. Soc. Fr. Min.*, t. XX, 1897, p. 52-100).

A. Lacroix, Minéralogie de la France et de ses colonies, t. III, fasc. I, 1901, p. 122 et 123.

éventails de fibres, orientés en tous sens, de sphérolithes complets ou non, le tout d'une netteté idéale. Des plages sont composées de petits sphérolithes empiétant les uns sur les autres.

Les exemples de fibres de quartzine fixées sur des grains de quartz abondent. Rien ne les signale spécialement à l'attention, sauf que plusieurs de ces grains ont un pointement rhomboédrique. L'importance de la masse de quartzine, orientée sur un quartz donné, est éminemment variable. Tel grain est revêtu d'un mince liséré de quartz chevelu (fig. 116, *b*), tel autre le cède en importance à son prolongement de quartzine (fig. 115, *a*). On peut voir, notamment, un pointement rhomboédrique très bien dessiné, montrant insérées, normalement à l'une de ses faces, des fibres de quartzine d'une longueur supérieure à son plus grand axe. Suivant la règle, le quartz fibreux se fond avec le grain qui lui sert de support tout le long de la ligne de contact. Il y a, autrement dit, passage de l'un à l'autre, conformément aux observations des auteurs précités.

De groupement entre calcédonite et quartzine, il n'y a pas la moindre trace dans tous les échantillons passés en revue.

Lutécine et *Lutécite* [1]. — Cette autre variété de quartz fibreux qu'est la lutécine, découverte en même temps que la quartzine, est fort loin de jouer un rôle comparable à celui de la quartzine. A vrai dire, elle n'est rien de plus qu'un élément très accessoire, rare ou exceptionnel, suivant les matériaux analysés. Elle n'est guère reconnaissable dans les plaques minces qu'à trois états : 1° Le minéral forme avec le quartz des groupements incomplets à axes communs, montrant dans les sections plus ou moins basales des fibres entrecroisées qui attirent immédiatement l'attention ; 2° Il engendre de rares cristaux de lutécite, généralement incomplets, fournissant des sections caractéristiques, passant par un axe vertical et une arête de la pyramide (fig. 115, *c*) ; 3° La lutécine s'observe encore et moins rarement en fibres entrecroisées fixées sur un noyau de quartz (fig. 116, *d*).

Calcite. — Le fond des préparations, observées entre les nicols croisés, est émaillé de grains et granules irréguliers de calcite (fig. 115, *d*), se comptant par dizaines, en inclusions ou non dans les éléments siliceux.

[1] L. Cayeux, Introduction, etc., p. 204.

Jamais automorphe, cette calcite n'est autre qu'un résidu laissé par l'épigénie d'un gypse calcarifère, ce que prouve d'ailleurs l'analyse du gypse saccharoïde empâtant les rognons. Il faut voir dans ce carbonate un produit de concentration lagunaire et nullement une matière d'origine première organique.

Comme dans les accidents siliceux des caillasses étudiés par Michel-Lévy et Munier-Chalmas, les « silex » du gypse, analysés en lumière blanche, avec le condenseur baissé, témoignent d'un état primitif colloïde, mis en évidence par d'innombrables zones d'accroissement concentriques extrêmement fines.

Il suffit de faire varier par la pensée la proportion des éléments précédents pour se représenter les différents types de rognons observés. A moins de pratiquer les sections en bordure des inclusions de gypse, ou à la périphérie des rognons, le sulfate de chaux en est exclus. On ne peut d'ailleurs l'y rencontrer que transformé par la chaleur (p. 672).

En résumé, les « silex » du gypse diffèrent à beaucoup d'égards des silex de la craie. Le grand rôle de la quartzine, puis du quartz, l'absence de la calcédonite et de l'opale montrent à quel point les deux types d'accidents siliceux sont dissemblables. Pour conclure, on peut dire que les « silex » du gypse parisien sont essentiellement des « silex » de quartzine et de quartz, renfermant un peu de lutécine. De tous les accidents siliceux ce sont peut-être les mieux définis. Du fait qu'ils réalisent pleinement les caractères d'une nouvelle entité, il importe, en bonne logique, de les éliminer du groupe des silex et de les désigner par un vocable nouveau. Je propose d'en faire le groupe des *quartzinites* et de distinguer dans l'ensemble des accidents siliceux du gypse des environs de Paris, selon les variations de teneur en cristaux de lutécite, des *quartzinites* proprement dites et des *quartzinites à lutécine*.

Origine de la silice des accidents siliceux en milieu gypseux.

La question de l'origine de la silice des accidents siliceux, développés aux lieu et place du gypse, n'a été traitée que pour les pseudomorphoses subordonnées aux caillasses. Notons immédiatement que l'explication proposée n'attribue aucun rôle aux organismes. En fait, les organismes siliceux sont

absents dans les produits lagunaires qui ont engendré les accidents analysés. Et je ne crois pas imprudent d'émettre l'opinion qu'ils n'ont probablement pas existé dans le milieu où se déposait le sulfate de chaux. Dans ces sortes de problèmes, il faut toujours songer aux roches encaissantes et à des apports fournis par elles. De ce côté il n'y a de solution possible que pour les matériaux siliceux des caillasses, par suite de l'existence d'organismes siliceux dans la formation, en dehors des horizons où sont incluses les pseudomorphoses (p. 606). Dans l'ignorance où l'on était de leur existence, on ne les a jamais mis en cause. Leur intervention fournirait à la rigueur l'interprétation des métamorphoses lutétiennes, mais l'explication serait en défaut pour les « silex » purbeckiens, bartoniens et ludiens.

Toutes les probabilités sont en faveur d'une origine minérale de la silice. La concentration s'est-elle opérée aux dépens d'une silice préexistant dans la roche-mère? A quelle époque remonte la silicification pour chacun des types considérés? J'avoue n'en rien savoir. En tout cas, la conception de Munier-Chalmas relative aux pseumorphoses siliceuses des caillasses n'est point susceptible d'application générale, si tant est qu'elle s'applique intégralement à ces accidents.

« Certaines assises du calcaire grossier supérieur, écrivait Munier-Chalmas, renferment à l'état d'extrême division de la fluorine et de la silice plus ou moins soluble ; les eaux d'infiltration, chargées d'acide carbonique et de carbonates alcalins, dissolvent du carbonate de chaux, de la silice et des quantités infinitésimales de fluorure de calcium ; lorsque ces eaux qui circulent à l'intérieur des couches, suivant les lignes d'affleurement des vallées, arrivent sur le gypse et qu'elles en sont plus ou moins saturées, les sels qu'elles renferment se précipitent et épigénisent le gypse.

« Souvent la transformation est incomplète et montre que ce phénomène, qui a commencé après le creusement des vallées quaternaires, doit encore se continuer de nos jours [1]. »

[1] Munier-Chalmas, *op. cit.*, p. 665-666.

Le compte rendu de l'excursion de la Société Géologique à Bicêtre et à Villejuif, en 1889, rédigé par Marcel Bertrand, est plus explicite à cet égard. «Le gypse seul, écrit Marcel Bertrand, est assez soluble pour que les eaux arrivent à s'en saturer; mais cette saturation suffit pour qu'elles laissent alors déposer les autres corps dissous, de là les pseudomorphoses observées. La saturation ne peut évidemment se produire que dans les bancs gypseux eux-mêmes, et comme c'est à ce moment que les autres éléments se précipitent, c'est dans ces bancs seulement que peuvent se

A l'appui de cette interprétation fort intéressante, Munier-Chalmas signalait qu'à distance des lignes d'affleurement, sous les plateaux, des sondages ont retrouvé dans le calcaire grossier supérieur jusqu'à 5 et 8 mètres de gypse non silicifié.

Pour ce qui concerne les « silex » du gypse parisien, il est de toute évidence que leur origine est indépendante du creusement des vallées. Il en va de même pour les silex nectiques et, en particulier, pour la variété tout entière siliceuse construite sur le modèle des « silex » du gypse ludien (p. 673). Y a-t-il des processus variés adaptés à chaque horizon de gypse silicifié? Y a-t-il, au contraire, un processus général encore inconnu, s'adaptant à des milieux divers? Nul ne peut le savoir présentement. En ce qui touche le gypse parisien, j'incline à croire que le dépôt lui-même a fourni la matière de ses accidents siliceux et que l'origine de ceux-ci date de sa formation. A ce sujet, il ne faut pas perdre de vue la grande masse de terrains imperméables surmontant directement le gypse et qui s'opposent à toute action *per descensum*, postérieurement au dépôt des sédiments oligocènes.

A mon sens, il est préférable de convenir de notre profonde ignorance, en la matière, plutôt que de se donner l'illusion de savoir en faisant appel à l'hypothèse de sources thermales et autres, intervenant chaque fois que l'origine première de la silice et son mode de fixation mettent nos connaissances en échec.

trouver les pseudomorphoses. On s'explique ainsi que la silice et la fluorine ne se rencontrent pas dans les couches fossilifères, et que leur présence soit limitée aux bords des vallées, où la circulation des eaux d'infiltration est plus active» (p. 849).

CHAPITRE X.

GÉNÉRALITÉS SUR LES ROCHES SILICEUSES.

1. DONNÉES GÉNÉRALES SUR LES ROCHES SILICEUSES D'ORIGINE ESSENTIELLEMENT CHIMIQUE.

De l'études des roches siliceuses d'origine essentiellement chimique, découlent divers enseignements qui méritent de fixer l'attention.

1. Origine première de la silice. — Considérées du point de vue de l'origine première de la silice, les roches siliceuses d'origine essentiellement chimique se répartissent en deux catégories d'importance fort inégale, correspondant à deux sources distinctes de l'élément caractéristique.

A peu d'exceptions près, la silice mise en œuvre est empruntée à des organismes. La chose est certaine pour les accidents développés en milieu siliceux (cherts) et ceux qui prennent naissance en milieu calcaire et dolomitique, comprenant les silex proprement dits, les chailles, les silexites et une partie des accidents siliceux des caillasses; et elle est probable pour les meulières et le travertin de Champigny silicifié. Il semble bien que l'activité chimique mise en évidence par ce vaste groupe dérive en totalité de l'activité organique, et que dans le domaine en question, le monde minéral soit dominé par le monde organique. Parmi les organismes siliceux susceptibles d'être mis à contribution, les Spongiaires figurent de beaucoup au premier rang, et les Diatomées interviennent à grande échelle, si ma conception de la formation des meulières est fondée. Pour ce qui est des Radiolaires, rien ne fait supposer, quant à présent, qu'ils aient joué un rôle quelconque en dehors de la craie.

Les accidents siliceux engendrés en milieu marneux et en milieu gypseux puisent leur silice à une source non reconnue, laquelle ne peut être qu'inorganique. Pour ce qui est du milieu sulfaté, absolument impropre à la vie des

organismes générateurs de la silice, l'origine peut être considérée comme indubitablement minérale.

Il y a dans cette distinction le principe d'une classification des roches siliceuses d'origine essentiellement chimique en deux grandes catégories :

A. *Accidents siliceux d'origine organique;*

B. *Accidents siliceux d'origine minérale.*

Dans la pratique, le groupement que j'ai adopté, en tenant compte de la roche-mère, est d'une application plus rigoureuse.

2. Causes de la variété des accidents siliceux en milieu siliceux et calcaire. — Au fond, les accidents en milieu siliceux et calcaire constituent un tout dont les éléments se réclament de la même histoire, les phénomènes de silicification, qui aboutissent à la genèse des cherts et des silex, impliquant dans les deux cas une substitution de silice au carbonate de chaux. Bien que le processus de formation s'affirme toujours pareil à lui-même, les accidents siliceux en question témoignent d'une infinie variété d'aspect, dont la cause principale doit être cherchée dans les changements de composition et de constitution des roches-mères. Au surplus, à supposer que celles-ci présentent de grandes affinités, il n'en pourrait pas moins résulter des accidents quelque peu différents, si l'on admet, comme je suis de plus en plus porté à le croire, que la mer n'est pas sans influence directe sur leur développement.

Bref, dire que les accidents siliceux ont pris naissance en milieu calcaire, n'implique nullement l'identité des conditions physico-chimiques de ce milieu. Il y a telles différences dans les accidents développés en milieu calcaire, par exemple, qui ne peuvent s'expliquer que par des influences originelles. C'est le cas pour la patine si caractéristique des silex. On ne concevrait pas, en effet, qu'elle pût appartenir en propre aux silex de la craie, si elle était due à des actions tardives, relevant des agents atmosphériques. Dans ces conditions, les accidents siliceux des calcaires devraient tous posséder une patine.

3. Facies minéralogique des accidents siliceux, fonction de la nature des roches-mères. — Le troisième enseignement est d'une portée plus générale. On peut dire que, minéralogiquement, les accidents siliceux

ont des facies distincts, en rapport étroit avec la nature première des roches sédimentaires dans lesquelles ils ont pris naissance.

Les accidents siliceux, subordonnés aux calcaires, réalisent dans leur silice des manières d'être qui leur appartiennent en propre. La calcédonite en est très caractéristique; l'opale y intervient presque toujours à l'état diffus. Quant au quartz, il joue un rôle appréciable et peut même abonder dans les types paléozoïques (silexites) et tertiaires (meulières). On sait que beaucoup de silex de la craie en sont pourvus et qu'il prend accidentellement un développement notable.

La quartzine manque dans presque tous les silex et silexites, et sa présence en quantité notable dans les meulières est plutôt accidentelle. Son domaine favori est celui des produits épigéniques du gypse, où elle prédomine de beaucoup, toujours accompagnée de quartz et parfois de lutécine.

A dose massive, l'opale est caractéristique des concentrations siliceuses dans les milieux qui font une place très appréciable à l'argile.

Conséquences au point de vue des essais de reproduction artificielle des différentes variétés de silice. — Les essais de reproduction artificielle du quartz, tentés jusqu'à ce jour, en faisant intervenir une haute température et le facteur pression (Sénarmont, Daubrée, Friedel et Sarazin, Hautefeuille, etc.), n'intéressent en rien, si j'ose dire, le domaine des formations sédimentaires que j'ai en vue ici. A la vérité, la question reste entière, en ce qui concerne l'origine du quartz secondaire et de ses variétés, répandues à profusion dans les roches sédimentaires, engendrées dans les conditions ordinaires de température. Veut-on expérimenter avec toutes les chances d'aboutir, il faut s'inspirer, autant qu'on le peut, des conditions du milieu générateur réalisées dans la nature.

A cet égard, l'étude analytique des accidents siliceux nous enseigne clairement que, pour reproduire le quartz des roches sédimentaires avec ses différentes variétés, il importe de ne jamais perdre de vue que dans les sédiments *le développement d'une modalité donnée se fait en présence de tel élément plutôt que de tel autre, comme si la composition de la roche silicifiée exerçait une influence décisive sur la genèse des différentes manières d'être de la silice.*

Les faits sont tels que la silice secondaire, à de rares exceptions près, prend la place d'un autre élément, quand elle se fixe dans les roches sédimentaires, cet autre élément paraissant jouer un rôle capital dans la synthèse naturelle du quartz et de ses variétés. Dans cet ordre d'idées, j'ai observé, naguère, que

la transformation des grès tertiaires du Bassin de Paris en quartzites a pour point de depart des grès à ciment calcaire[1] et non des grès avec vides intergranulaires. Tout se passe pour ces roches, comme si le carbonate de chaux intervenait toujours dans les réactions abandonnant du quartz.

L'étude systématique des roches siliceuses, d'origine essentiellement chimique, permet de généraliser le problème posé, en ce qu'elle tend à montrer qu'il se passe quelque chose de pareil pour tous les accidents siliceux, sauf à dire que le carbonate de chaux est remplacé par des matières qui varient avec les produits siliceux engendrés. Par exemple, en présence du sulfate de chaux, le produit obtenu revêt, de préférence, la forme de quartzine, alors que celle de la matière argileuse favorise le développement de l'opale. C'est, croyons-nous, l'idée directrice qu' devra guider toutes les tentatives de synthèse faites en vue de reproduire la silice des roches sédimentaires avec ses différentes manières d'être.

De ce chef, le problème de la reproduction de la silice et de ses variétés en milieu sédimentaire se trouve posé dans l'une des données essentielles. Reste à fixer le rôle du facteur temps. Il est considérable, si l'on en croit l'opinion courante, qui voit volontiers dans les néoformations minérales, telles que silex, etc., le résultat d'un travail de longue haleine, à telle enseigne que la géologie expérimentale s'est complètement désintéressée de la question du quartz secondaire dans les dépôts sédimentaires, comme si le facteur temps faisait obstacle à toutes les tentatives de synthèse dans les laboratoires.

A la lumière des faits nouveaux que l'étude des sédiments anciens a révélés dans ces dernières années, on peut, dans certains cas tout au moins, ramener le rôle en question à de modestes proportions et entrevoir la possibilité d'entreprendre des essais qui ne soient pas nécessairement voués à l'insuccès. L'étude des minerais de fer oolithique nous a appris qu'ils ne sont pas le produit de métamorphoses exigeant une longue suite de siècles et que l'histoire d'une couche donnée est finie quand cette couche achève de se déposer, et cela quel que soit le degré de complication de son évolution minéralogique[2]. Les silex de la craie, remaniés sur le fond de la mer et réincorporés à l'horizon même où ils ont pris naissance, plaident dans le même sens. Dans les

[1] L. Cayeux, Structure et origine des grès du Tertiaire parisien (*Et. des Gîtes min. de la France*, 1906, p. 126).

[2] *Ibid.*, Les minerais de fer oolithique de France. Fasc. II. Minerais de fer secondaires (*Et. des Gîtes min. de la France*, 1922, p. 446).

deux cas — et j'en pourrais citer d'autres — il s'agit de phénomènes de courte durée. C'est pourquoi il n'est pas interdit de penser que le domaine expérimental est ouvert à nos investigations, avec l'espoir de reproduire le quartz et les variétés de silice des roches sédimentaires.

Considérations sur la terminologie des accidents siliceux d'origine essentiellement chimique.

Pour des raisons que j'ai exposées, chemin faisant, la terminologie, actuellement en cours, pour désigner les roches siliceuses d'origine chimique, est défectueuse à bien des points de vue, en sorte que j'ai été amené à proposer quelques réformes, afin d'introduire plus de précision dans les diagnostics. Je crois utile de résumer brièvement ici l'état de la question.

Le terme *chert*, dont on a considérablement élargi l'acception première sans raison valable, est réservé aux accidents siliceux spéciaux aux dépôts riches en spicules d'Éponges (p. 411).

Des trois termes qui servent présentement à désigner les accidents siliceux en milieu calcaire marin, il en est deux qui n'impliquent aucune ambiguïté. Il s'agit des vocables *silex* et *chaille*, dont l'emploi est consacré par un long usage et qui s'appliquent à des entités pétrographiques parfaitement définies. Le terme silex a été employé dans un sens restreint et avec une acception très large. Il a servi à désigner les accidents siliceux de la craie, rôle pour lequel il convient à merveille, en même temps que des accidents en des milieux très divers — *silex ménilite*, *silex nectique*, *silex meulière*, etc. Il faut délibérément renoncer à persévérer dans cette voie. Le troisième terme *phtanite*, créé pour désigner des dépôts siliceux d'un type particulier (p. 353 et 506), est non moins défectueux que celui de chert, de plus en plus utilisé pour nommer les accidents siliceux du calcaire carbonifère. Pour des motifs développés plus haut (p. 507), je propose de grouper ces mêmes accidents sous le nom de *silexites*.

Le complexe des accidents siliceux de la série lagunaire comprend, notamment, des produits formés de quartz secondaire, en grains moulés les uns sur les autres et reproduisant la structure des quartzites. Ce sont, pour moi, des *quartzolithes*.

Dans l'ensemble des accidents siliceux en milieu calcaire lagunaire et

lacustre, les meulières restent des *meulières* comme par le passé, sauf à dire qu'elles sont tour à tour des *quartzolithes* et des *silex*.

J'appelle *quartzinites* les accidents siliceux à base de quartzine, et *opalites* ceux qui sont essentiellement formés d'opale, comme les pseudo-silex ménilites et nectiques (*opale résinite, opale ménilite* et *opale nectique*).

La série lagunaire comprend, outre des roches à base de quartz, de quartzine ou d'opale, des accidents essentiellement formés de calcédonite, toujours attribués aux silex. Il serait préférable de leur réserver un nom évoquant la nature de l'élément minéralogique prépondérant et la logique voudrait qu'on les appelât *calcédonites*. La terminologie des accidents siliceux se trouverait, de cette façon, en mesure de donner à tous un nom exprimant leur composition minéralogique, ce qui serait, sans nul doute, un avantage des plus appréciables. Malheureusement, le terme calcédonite a été employé par M. A. Lacroix pour désigner l'élément minéralogique de la calcédoine (roche). Étant de ceux qui ont suivi son exemple, je suis assez mal fondé aujourd'hui à me servir du terme calcédoine pour désigner à la fois la partie et le tout. N'empêche que les minéralogistes, restant fidèles à l'ancienne terminologie, continuent à voir dans la calcédoine un minéral et une roche. Rappellerai-je encore que, dans la pratique, opale s'applique à une variété de silice ainsi qu'à la roche qui en est formée, sans qu'il en résulte la moindre ambiguïté. En dépit de ces arguments susceptibles de justifier mon initiative, je préfère éviter les objections et critiques que ne manquerait pas de susciter l'emploi du vocable calcédonite pour désigner une roche. L'usage d'un nouveau terme est tellement désirable que je propose d'appliquer aux accidents à base de calcédonite le nom de *calcédonilithe*. Dans ma pensée, les calcédonilithes embrasseraient la totalité des roches essentiellement formées de calcédonite, et les silex de la craie n'en seraient ni plus ni moins qu'une manière d'être.

A l'objection que le terme calcédoine est tout indiqué pour l'usage en vue, puisqu'il est réservé à des produits siliceux essentiellement formés de calcédonite, je répondrai qu'en minéralogie, on appelle de préférence calcédoines des complexes à structure concrétionnée, rubanée, zonaire, polychromes comme les agates, ou monochromes, de facies bien différent des accidents siliceux dont il est question ici.

En conséquence, si on les envisage au seul point de vue minéralogique,

tous les accidents siliceux passés en revue dans le présent travail se répartissent en quatre grands groupes : *quartzolithes, calcédonilithes, quartzinites* et *opalites,* sauf à dire que certains types, comme les cherts, susceptibles de faire une place égale à deux éléments (opale et calcédonite) peuvent se trouver à cheval sur deux groupes.

Telles sont les réformes que je crois devoir proposer pour mettre un peu d'ordre dans un ensemble infiniment complexe, où la confusion n'a cessé de régner jusqu'ici.

2. CONSIDÉRATIONS SUR LA SILICE DES ROCHES SILICEUSES.

Importance de la silice organique. — Une vue synoptique sur les roches analysées fait ressortir un contraste frappant entre les deux sortes de silice dont elles sont essentiellement formées. D'une part, une silice de nature *minérale,* témoignant d'une grande inertie dans l'histoire des roches, et d'autre part, une silice que l'on peut qualifier d'active, de par les innombrables et profondes transformations dont elle est le point de départ.

Le quartz, qui est l'élément fondamental des roches siliceuses détritiques, reste pareil à lui-même au cours des temps géologiques. Tout au plus sert-il de centre d'attraction pour la silice, susceptible de circuler dans son milieu. Et si, d'aventure, il est mis à contribution pour élaborer une solution siliceuse, le phénomène est, à proprement parler, négligeable au regard du rôle joué par la silice *organique.*

De cette seconde silice, on ne saurait exagérer l'importance, tant elle est considérable. On la voit figurer à l'état de spicules d'Éponges, de Radiolaires et de Diatomées, c'est-à-dire d'éléments infiniment polymorphes, suffisants à eux seuls pour diversifier les sédiments à un degré véritablement insoupçonné. Lorsqu'elle abandonne la forme organique pour entrer dans le domaine minéral, ce qu'elle fait avec une extrême facilité, elle devient une source intarissable de métamorphoses pour les roches. Qu'elle émigre ou non des matériaux qu'elle constitue, elle est susceptible d'engendrer du quartz secondaire, de la calcédonite, de l'opale, de la quartzine et de la pseudocalcédonite. Elle peut encore participer à la genèse d'un minéral particulièrement intéressant pour les roches sédimentaires, c'est-à-dire la glauconie. Son aptitude à l'épi-

génie des roches calcaires est également une source de variations sans nombre. Enfin, cette autre propriété de se concentrer sous forme de ciment, et surtout d'accidents siliceux, en des milieux dissemblables, généralement calcaires et siliceux, est un des facteurs de premier ordre pour différencier les dépôts.

L'analyse des trois grands groupes de roches siliceuses a montré à quel point ils se relient intimement l'un à l'autre, et cela grâce à la silice organique. Une vaste catégorie de grès doit sa physionomie propre à l'intervention des organismes siliceux, je veux parler des grès glauconieux, à gangue d'opale et de calcédonite, dérivant, dans la plupart des cas, de la remise en mouvement de la silice des spicules d'Éponges. C'est par eux que les roches siliceuses détritiques font transition aux roches siliceuses d'origine organique et aux roches siliceuses d'origine chimique.

Tout en renfermant ou non de la silice minérale, le deuxième groupe, celui des roches siliceuses d'origine essentiellement organique, réserve le premier rôle aux spicules d'Éponges, aux Radiolaires et aux Diatomées. Ces organismes interviennent sous un double facies, organismes conservés, et produits siliceux dérivés, restitués au monde inorganique (calcédonite, opale, etc.). Lesdites roches ont été le siège d'une action chimique intense, issue de la métamorphose ou de la destruction des organismes en question.

Le troisième et dernier ensemble procède, en totalité ou peu s'en faut, de l'activité organique. Tantôt, le lien entre les organismes générateurs et la silice libérée demeure évident (silex de la craie); tantôt, toute trace de ces organismes a disparu, pour ainsi dire (meulières). Les dépôts qui en résultent ont quelque chose d'accidentel dans leur allure, parce que tous sont la résultante d'une migration de la silice et d'un phénomène d'épigénie.

Selon le point de vue auquel se place l'observateur, les trois groupes établis peuvent être maintenus ou ramenés à deux. Rien ne s'oppose, en effet, à ce que les roches siliceuses soient réparties en roches d'origine essentiellement détritique et roches siliceuses d'origine essentiellement organique et chimique. Une pareille classification, fondée sur la manière d'être dominante de la silice, reste forcément artificielle dans son principe et arbitraire dans son application, quelque soin que l'on mette à grouper les roches selon leurs affinités, et à faire ressortir l'existence de passages d'un terme à l'autre et d'un ensemble à l'autre.

Quoi qu'il en soit, il appert de notre analyse que le rôle pétrogénétique des organismes siliceux n'est rien moins qu'immense. Il l'est par leur importance numérique, et il l'est encore par l'activité chimique qui en est le corollaire, activité qu'ils ont provoquée et alimentée, pour marquer finalement une profonde empreinte sur les sédiments qui en ont été le siège.

Tout bien pesé, et ainsi que je l'ai fait remarquer naguère [1], les organismes siliceux jouent dans l'histoire des dépôts sédimentaires un rôle qui n'est proportionné, ni à leur importance numérique, ni à la masse de silice qu'ils représentent. Les formations sédimentaires très siliceuses chargées de carbonate de chaux éliminent souvent cette substance au point de n'en conserver aucune trace. Tout au contraire, les dépôts calcaires ne se débarrassent généralement pas de leur silice. Celle-ci est-elle susceptible d'être remise en mouvement, loin de quitter ces dépôts, elle émigre de presque tous les points pour se concentrer le plus souvent en nodules, visibles à l'œil nu, comme pour mieux affirmer son existence ; et, sous un faible volume, elle contribue de la sorte, pour une bonne part, à composer les traits d'ensemble de la roche-mère. Bref, des poids égaux de silice et de carbonate de chaux, introduits à l'origine dans le même sédiment, sous la forme organique, influencent inégalement la physionomie qu'il doit revêtir ultérieurement ; dans la grande majorité des cas, c'est la silice qui l'emporte. Cela tient à de multiples causes, et, notamment, à sa propriété de revêtir des états très différents et, partant, de communiquer aux roches qu'elle engendre une extrême diversité d'apparence et de caractères. Rien de pareil n'existe pour le carbonate de chaux. Lui aussi est polymorphe, mais il est nécessaire de recourir à la physique ou à la chimie pour en reconnaître les différentes manières d'être dans les sédiments, et qu'un dépôt renferme plus ou moins d'aragonite et de calcite, son aspect ne traduit pas ces différences.

La silice est l'élément solide de beaucoup le plus répandu dans la nature. On estime à environ 28 p. 100 [2], la quantité de silicium qui entre dans la composition des roches cristallines. Le calcium s'y trouve en proportion beaucoup plus faible. Malgré cette prédominance de la silice, les organismes, chargés de fixer cette substance, ont été de tout temps incomparablement moins nombreux, en moyenne, que ceux qui réclament de la chaux pour la confec-

[1] L. Cayeux, Contribution, etc., p. 160.

[2] 27.59 p. 100, d'après une estimation de J. W. Clarke. Cette teneur correspond à 59.14 p. 100 de silice [J. W. Clarke, The Data of Geochemistry (*Un. St. Geol. Surv. Bull.* 770, 1924, p. 29)].

tion de leur squelette. La raison en est que presque toute la chaux passe par l'intermédiaire des organismes ; autrement dit, elle est associée à des phénomènes vitaux avant de faire partie intégrante des formations sédimentaires. Il en va différemment pour la silice, parce qu'une masse énorme de matériaux siliceux, fournis par les roches éruptives et cristallophylliennes, se réclamant d'une grande stabilité, passent directement de la roche cristalline dans le dépôt sédimentaire, en dehors de toute intervention organique. L'activité des organismes à squelette calcaire est donc proportionnelle à la quantité de chaux à fixer, alors que celle des organismes siliceux est loin de correspondre à la quantité de silice incorporée aux sédiments. Cet état de choses, se traduisant par l'association en toutes proportions de la silice minérale et de la silice organique, est précisément l'un des facteurs qui impriment aux roches siliceuses un facies sujet aux plus grandes variations. Tout se passe comme si les organismes siliceux, pour compenser leur infériorité numérique, étaient doués de la remarquable propriété de tenir sous leur influence les sédiments dans lesquels ils ont été enfouis en grand nombre, et chargés, pour ainsi dire, de présider à leur évolution pétrographique. En définitive, les organismes siliceux ont, au point de vue de l'évolution minéralogique des roches sédimentaires, un rôle beaucoup plus actif que passif ; c'est le contraire qui est vrai pour les organismes calcaires.

Les états de la silice en fonction du facteur temps. — La silice affectant des formes plus ou moins stables dans les roches sédimentaires, il est tout naturel de se demander dans quelle mesure ses manières d'être sont influencées par l'âge relatif de ces roches. Pour qu'une conclusion dans cet ordre d'idées soit recevable, il ne faut comparer, bien entendu, que des formations comparables.

Si nous interrogeons les roches siliceuses d'origine clastique des terrains tertiaires et secondaires du Bassin de Paris, aucune distinction n'est à établir en ce qui concerne les états de la silice. On y trouve des grès à ciment d'opale et de calcédonite, des grès à ciment de quartz, voire même des quartzites typiques. Les gangues de calcédonite et d'opale appartiennent en propre aux dépôts à spicules, le quartz secondaire, développé en grand, se réclamant plutôt des grès à ciment primitivement calcaire, où les débris d'organismes siliceux manquent ou peu s'en faut. C'est le cas général et, partant, le seul qui nous intéresse, en l'espèce.

Dès que nous abordons la série paléozoïque, ce qui nous oblige à sortir du Bassin de Paris, c'en est fini des grès à ciment d'opale et de calcédonite, et presque tous les grès sont des quartzites plus ou moins francs. Mais, en ce faisant, nous mettons en parallèle des roches siliceuses placées dans des conditions radicalement différentes, puisque celles du Paléozoïque sont subordonnées à des terrains redressés et, par conséquent, plus ou moins dynamométamorphisés. Le développement du quartz, à l'exclusion de la calcédonite et de l'opale, est-il le fait d'un âge beaucoup plus avancé, ou d'une action spéciale résultant de phénomènes orogéniques? La question restera insoluble tant que la comparaison ne portera pas sur des roches primaires, tirées de régions non affectées par des plissements anciens. On n'en peut pas moins conclure que la silice secondaire des grès n'a nullement enregistré l'influence du facteur temps au cours des périodes secondaire et tertiaire, la question des grès paléozoïques demeurant réservée.

Il est un autre groupe de roches siliceuses qui permet de faire un pas de plus dans cette voie, je veux parler des accidents siliceux en milieu calcaire. Le Tertiaire des environs de Paris nous fait assister à la genèse, à grande échelle, du quartz, de la calcédonite et de l'opale, sans parler de la quartzine, de la lutécine et de la pseudocalcédonite. En particulier, le quartz secondaire est très répandu dans certaines meulières. Le vaste groupe des silex de la craie fait proportionnellement beaucoup moins de place au quartz et, par contre, réserve à la calcédonite un rôle capital. En réalité, nos meulières tertiaires sont beaucoup plus riches en silice stable que ne le sont les silex secondaires. Cela tend à prouver que le développement du quartz dans les roches en question échappe, tout au moins en partie, à l'action du temps. Si nous passons aux silexites, que voyons-nous? Beaucoup de quartz certes, mais aussi de la calcédonite en grande quantité, et plutôt moins d'opale que dans les silex. Autant qu'il est possible de s'en rendre compte, en passant en revue un grand nombre de coupes minces, j'ai l'impression qu'il n'y a pas plus de quartz dans les silexites paléozoïques que dans les meulières tertiaires. A coup sûr, l'ordre de grandeur est resté *ne varietur*. Et cependant les silexites sont subordonnées à des formations englobées dans la chaîne hercynienne. Soulignons tout spécialement le fait, qu'à l'encontre de l'opinion très répandue, il existe de la calcédonite, même très développée, dans certaines roches primaires, sauf à dire que, d'une manière générale, cette silice se raréfie dans les terrains paléozoïques. La même observation s'applique à l'opale, qui, par

exception d'ailleurs, prend un grand développement dans certains phtanites précambriens de la presqu'île armoricaine.

Somme toute, la comparaison des roches siliceuses, primaires, secondaires et tertiaires, choisies comme il convient, ne met nullement en évidence une transformation de la silice qui paraisse l'œuvre du temps. Dans les roches en question, le quartz, par exemple, prend naissance d'emblée, sans qu'on puisse observer le plus petit indice de transformation de l'opale en calcédonite et de la calcédonite en quartz. Le contraire pourrait être vrai, si l'on sortait du domaine des dépôts analysés à dessein pour éliminer toute action métamorphique, de nature à fausser la comparaison. Que si j'ai fait appel aux silexites carbonifères relevant de la chaîne hercynienne, c'est à seule fin de donner plus de force à mes conclusions, en montrant qu'elles sont même susceptibles de s'appliquer, le cas échéant, à des roches qui, peut-être, ont enregistré une action métamorphique.

Ces constatations nous ramènent à une conclusion formulée pour d'autres dépôts et qui tend à se généraliser de plus en plus : *l'histoire des roches siliceuses ne met en évidence aucune transformation importante dans laquelle on puisse voir la somme de petites modifications s'ajoutant peu à peu avec le temps. Elles sont aujourd'hui, ces roches, ce qu'elles étaient dès le principe, à moins qu'une action métamorphique, provoquée par des phénomènes orogéniques ou éruptifs, ne les ait affectées postérieurement à leur formation.*

Cet enseignement nous éloigne beaucoup de l'opinion généralement admise, et que j'ai faite mienne pendant longtemps, sous réserve de la contrôler à un moment donné. Je crois être dans la vérité, en affirmant aujourd'hui que les roches siliceuses, pas plus que les minerais de fer oolithique, ne portent jamais la trace d'une évolution minéralogique plus ou moins continue, à dater de leur formation. Tout au contraire, leur histoire se termine de bonne heure, et à moins de grandes perturbations qui les soumettent à des influences exceptionnelles, elles sont vouées à une stabilité sans fin. Si j'osais traduire toute ma pensée, je dirai de ces roches qu'elles sont *mortes*.

PLANCHE I

PLANCHE I.

Fig. 1. — Sable marin (× 20). Lumière naturelle. Tongrien. Sables de Fontainebleau. Plessis-Piquet (Seine-et-Oise).

Fig. 2. — Sable fluviatile (× 12). Lumière naturelle. Sables de Loire, à Mauves-sur-Loire (Loire-Inférieure).

Fig. 3. — Sable glaciaire (× 12). Lumière naturelle. Eybens (Isère).

Fig. 4. — Sable éolien (× 15). Lumière naturelle. Dunes de Gascogne. Arcachon (Gironde).

Fig. 5. — Grès glauconieux à ciment d'opale (× 50). Lumière naturelle. Yprésien. Mont Panisel (Belgique).

a. Grain de quartz clastique.
b. Feldspath détritique.
c. Grains de glauconie.
d. Section transversale de spicule d'Éponge.
e. Ciment d'opale.

Fig. 6. — Grès glauconieux à ciment d'opale (× 100). Lumière naturelle. Thanétien. Radinghem (Nord).

a. Grain de quartz clastique.
b. Paillette de muscovite.
c. Grains de glauconie.
d. Grain de glauconie échancré.
e. Section transversale de spicule d'Éponge.
f. Ciment d'opale indifférenciée.

FIG. 1 _ Sable marin [x 20]

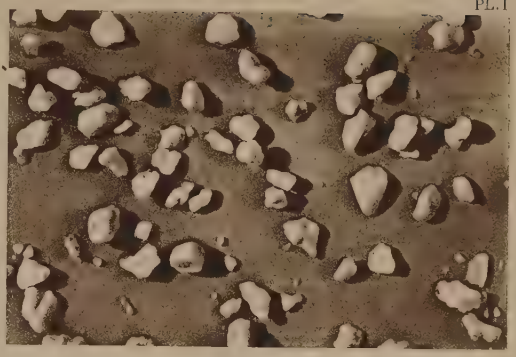


FIG. 2 _ Sable fluviatile [x12]

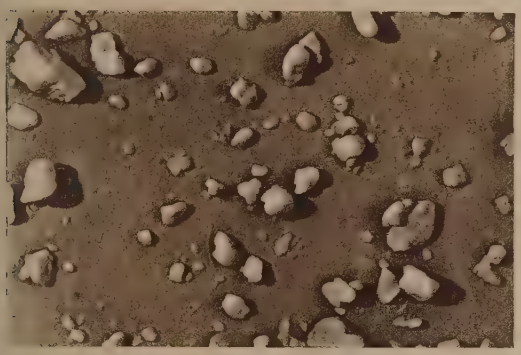


FIG. 3 _ Sable glaciaire [x12]

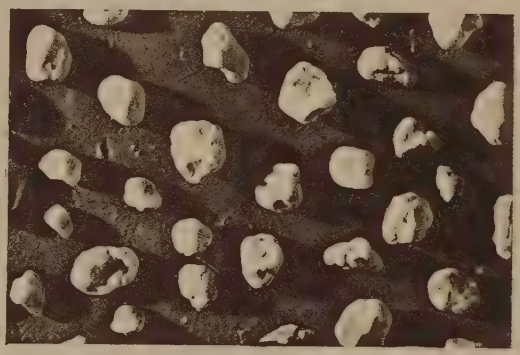


FIG. 4 _ Sable eolien [x15]

FIG. 5 _ Grès glauconieux à ciment d'opale [x50]

FIG. 6 _ Grès glauconieux à ciment d'opale [x100]

Clichés Ragot

Héliog. L. Massard

PLANCHE II

PLANCHE II.

Fig. 7. — Grès glauconieux à ciment d'opale (*Grès-tuffeau*) [× 40]. Thanétien. Angre (Belgique).

a. Grain de quartz.

b. Grain de glauconie fissuré et détaché de la gangue.

c. Coupe transversale de spicule d'Éponge.

d. Ciment d'opale indifférenciée.

Fig. 8. — Grès glauconieux à ciment d'opale (× 60). Yprésien. Piélon (Belgique).

a. Grain de quartz.

b. Glauconie engendrée *in situ*.

c. Glauconie globulaire.

d. Gangue d'opale indifférenciée.

Fig. 9. — Grès glauconieux à spicules d'Éponges (« *Meule* ») [× 80]. Albien. Bracquegnies (Belgique).

a. Quartz clastique.

b. Grain de glauconie.

c. Spicule glauconieux de *Tetractinellidae*.

d. Tronçons de spicules à canal élargi et glauconieux.

e. Spicule globuleux.

f. Ciment d'opale indifférenciée.

Fig. 10. — Grès à ciment d'opale et de calcédonite (× 50). Sparnacien. Montereau (Seine-et-Marne).

a. Grain de quartz.

b. Opale zonaire entourant d'une gaine les grains de quartz et remplissant une partie des vides intergranulaires.

c. Calcédonite.

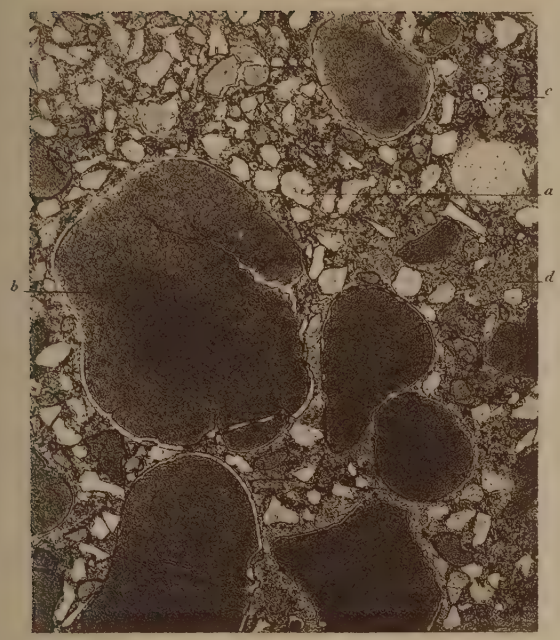


FIG. 7 _ Grès glauconieux a ciment d'opale *(Grès-tuffeau)* [x 40]

FIG. 8 _ Grès glauconieux à ciment d'opale [x 60]

FIG. 9 _ Grès glauconieux à spicules d'Éponges *(Meule)* [x 80]

FIG. 10 _ Grès à ciment d'opale et de calcédonite [x 50]

Clichés Ragot

Héliog. L. Massard

PLANCHE III

PLANCHE III.

Fig. 11. — Grès glauconieux à ciment de calcédonite (× 60). Yprésien. Mont Panisel (Belgique).

a. Grain de quartz détritique.

b. Feldspath clastique montrant des clivages.

c. Éléments de glauconie.

d. Gaines d'opale plus ou moins globulaire revêtant les minéraux.

e. Calcédonite à l'intérieur des vides intergranulaires.

Fig. 12. — Grès à ciment de calcédonite (× 80). Nicols croisés. Tongrien. Carrière de grès du bois des Maréchaux. Les Vaux-de-Cernay. Cernay-la-Ville (Seine-et-Oise).

a. Grain de quartz clastique au maximum de biréfringence.

b. Quartz à l'extinction.

c. Ciment de calcédonite.

Fig. 13. — Quartzite (× 50). Lumière naturelle. Sparnacien. Saint-Denis-d'Authou (Eure-et-Loir).

Les grains de quartz sont revêtus d'une large auréole de quartz secondaire, dont ils sont séparés par un filet ferrugineux correspondant à une incrustation des grains de sable primitifs.

FIG. II _ Grès glauconieux a ciment de calcédonite [x 60]

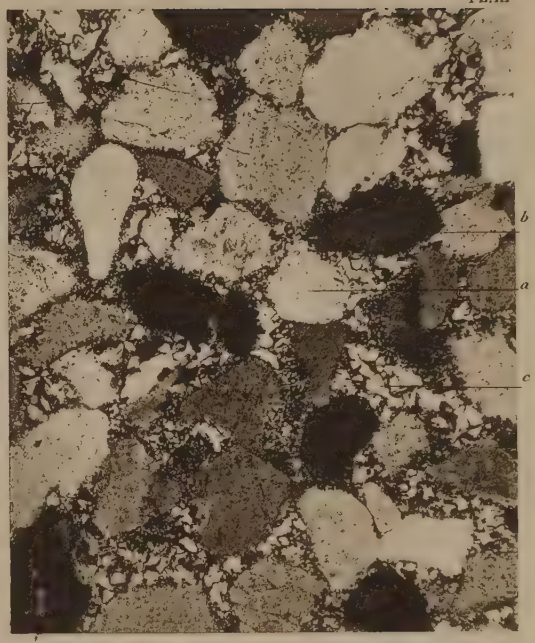


FIG. 12 _ Grès à ciment de calcédonite *(Nic. croix)* [x 80]

FIG. 13 _ Quartzite [x 50]

Clichés Ragot

Héliog. L. Massard

PLANCHE IV

PLANCHE IV.

Fig. 14. — « Grès cristallisé » = Quartzite ferrugineux (× 35). Nicols croisés. Grès vosgien. Raon-l'Étape (Vosges).

a. Grain de quartz arrondi, entouré d'une enveloppe secondaire à contour cristallin.

b. Grain de quartz revêtu d'un pointement de quartz secondaire.

c. Agrégats de grains de quartz.

d. Quartz filonien.

e. Gangue d'oxyde de fer.

Fig. 15. — Quartzite (50). Nicols croisés. Précambrien ? Pornic (Loire-Inférieure).

Grains de quartz moulés les uns sur les autres, sans traces d'accroissement secondaire visibles.

Fig. 16. — Grès-quartzite à ciment ferrugineux (× 60). Lumière naturelle. Ordovicien. May (Calvados).

a. Grains de quartz.

b. Ciment d'oxyde de fer.

Fig. 17. — Quartzite (× 80). Nicols croisés. Grès armoricain. Ordovicien. Sacy (Calvados).

a. Grain de quartz avec auréole secondaire; le noyau ancien est différencié par une foule d'impuretés.

FIG. 14 _ "Grès cristallisé„ (Quartzite ferrugineux) *(Nic. crois.)* [x 35]

FIG. 15 _ Quartzite *(Nic. crois.)* [x 50]

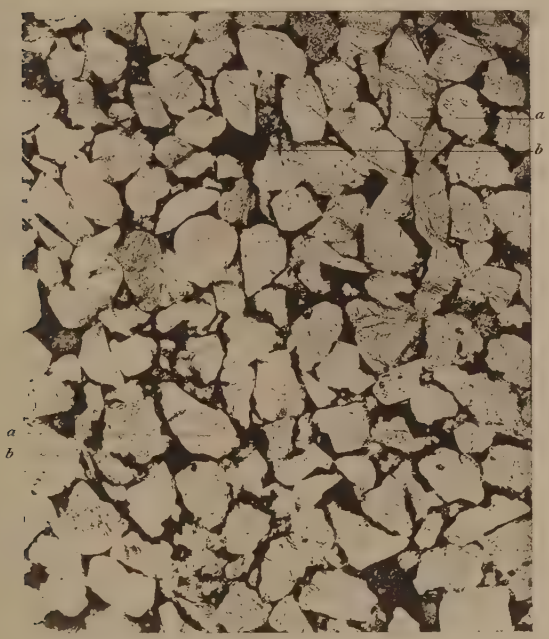


FIG. 16 _ Grès-Quartzite à ciment ferrugineux [x 60]

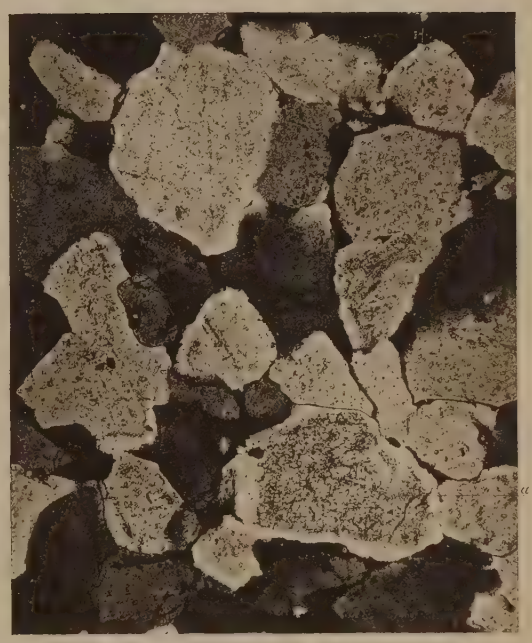


FIG. 17 _ Quartzite *(Nic. crois.)* [x 80]

Clichés Ragot

Heliog. L. Massard

PLANCHE V

PLANCHE V.

Fig. 18. — Quartzite (× 50). Nicols croisés. Tongrien. Romainville (Seine).

a. Grain de quartz arrondi, entouré d'une auréole secondaire d'épaisseur irrégulière comblant une partie des vides voisins.

b. Interruption de l'accroissement secondaire entre deux grains primitivement contigus.

c. Quartz détritique avec files d'inclusions.

Fig. 19. — Quartzite feldspathique (× 35). Nicols croisés. Cambrien. Gouvix (Calvados).

a. Grain de quartz orienté dans la position du maximum de biréfringence.

b. Quartz éteint.

c. Feldspaths tricliniques variés.

d. Muscovite.

e. Feldspath altéré rempli de granules de quartz secondaire.

Fig. 20. — Quartzite feldspathique (× 80). Nicols croisés. Grès armoricain. Ordovicien. Mézidon (Calvados).

a. Quartz.

b. Feldspaths tricliniques.

c. Agrégats de granules de quartz.

d. Agrégats quartzo-phylliteux.

f. Quartz secondaire du ciment.

Fig. 21. — Quartzite phylliteux (× 50). Nicols croisés. Terrains métamorphiques. Kastelli (île de Crète).

a. Quartz au maximum de biréfringence.

b. Quartz éteint.

c. Paillettes de séricite.

FIG. 18 – Quartzite *(Nic. crois.)* [x 50]

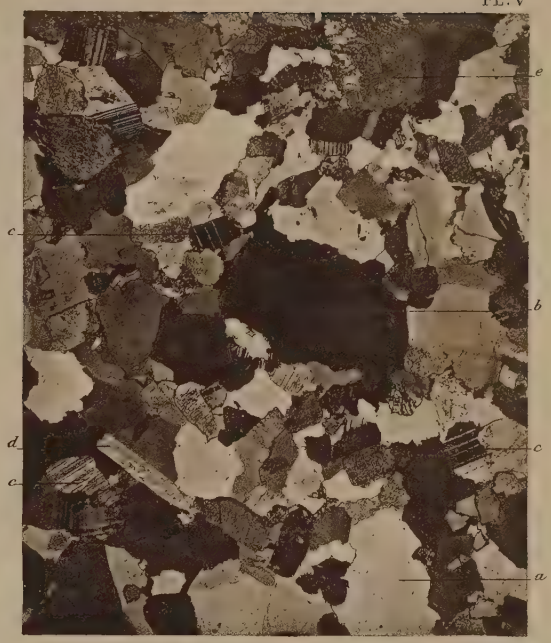


FIG. 19 – Quartzite feldspathique *(Nic. crois.)* [x 35]

FIG. 20 – Quartzite feldspathique *(Nic. crois.)* [x 80]

FIG. 21 – Quartzite phylliteux *(Nic. crois.)* [x 50]

Clichés Ragot

Héliog. L. Massard

PLANCHE VI

PLANCHE VI.

Fig. 22. — Quartzite phylliteux (× 50). Nicols croisés. Terrains métamorphiques. Kastelli (île de Crète).

a. Grains de quartz.

b. Muscovite.

c. Fer magnétique.

d. Tourmaline.

Fig. 23. — Quartzite microlithique (× 60). Nicols croisés. Landénien. Matagne (Belgique).

Roche se décomposant en grains de quartz allongés en bâtonnets.

Fig. 24. — Quartzite sphérolithique (× 35). Nicols croisés. Terrains métamorphiques. Ile de Crète.

a. Grains de quartz.

Autour d'un volumineux grain de quartz, des éléments de moindre importance s'ordonnent en rayons plus ou moins nets.

Fig. 25. — Quartzite amygdaloïde (× 50). Nicols croisés. Terrains métamorphiques. Ile de Crète.

a. Quartz.

b. Magnétite en traînées.

Les volumineux grains de quartz qui déterminent la structure amygdaloïde n'influencent que peu ou point l'orientation des petits éléments.

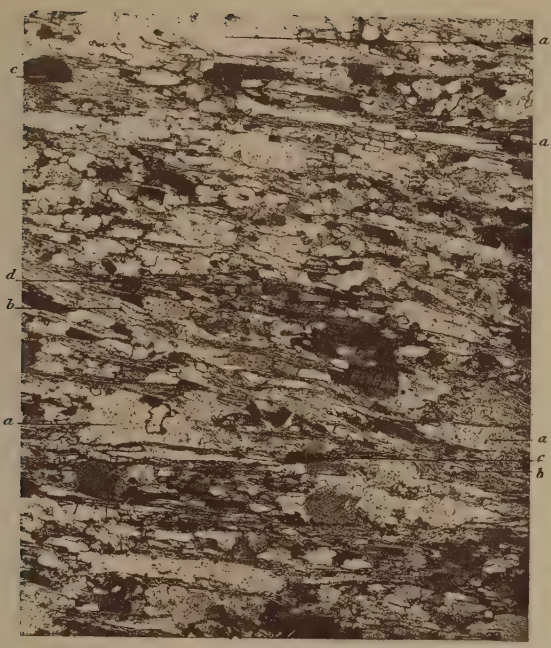


FIG. 22 _ Quartzite phylliteux *(Nic. crois.)* [x 50]

FIG. 23 _ Quartzite microlithique *(Nic. crois.)* [x 60]

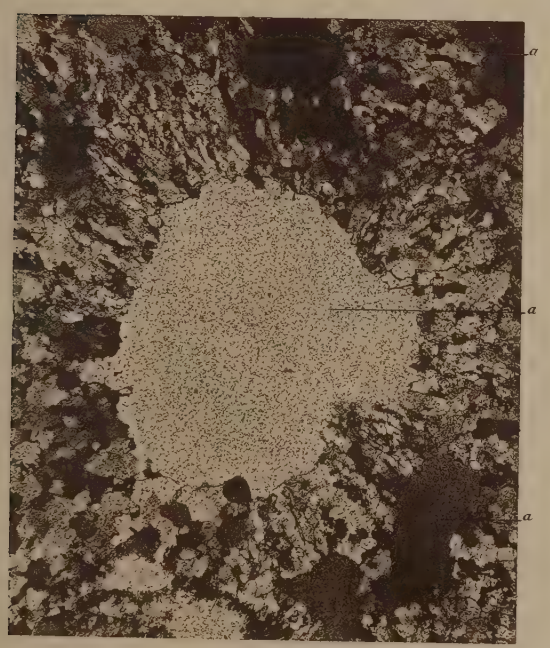


FIG. 24 _ Quartzite sphérolithique *(Nic. crois.)* [x 35]

FIG. 25 _ Quartzite amygdaloïde *(Nic. crois.)* [x 50]

Clichés Ragot

Héliog. L. Massard

PLANCHE VII

PLANCHE VII.

Fig. 26. — Grès calcaire (« *Grès cristallisé* ») [× 60]. Nicols croisés. Tongrien. Fontainebleau (Seine-et-Oise).

a. Grain de quartz, dans la position du maximum de biréfringence.
b. Élément de quartz éteint.
c. Ciment de calcite d'une seule orientation optique pour tout le champ photographié.

Fig. 27. — Grès à ciment de calcite grenue (× 50). Lumière naturelle. Yprésien. Cassel (Nord).

a. Grains de quartz.
b. Glauconie en grains.
c. Glauconie feuilletée.
d. Zircon.
e. Gangue de calcite grenue.

Fig. 28. — Grès à ciment de calcite grenue (× 60). Nicols croisés. Bartonien. Auvers (Seine-et-Oise).

a. Grains de quartz diversement orientés au point de vue optique.
b. Débris de coquille roulé.
c. Calcite en petits granules enrobant les grains de quartz.
d. Ciment de calcite.
e. Vides.

Fig. 29. — Mollasse sannoisienne (« *Mollasse du Fronsadais* ») [× 45]. Lumière naturelle. Riocaud (Gironde).

a. Grains de quartz.
b. Grain de quartz composé.
c. Feldspath.
d. Éléments de calcite clivée.
e. Débris calcaires remaniés souillés par des impuretés.
f. Calcite du ciment.

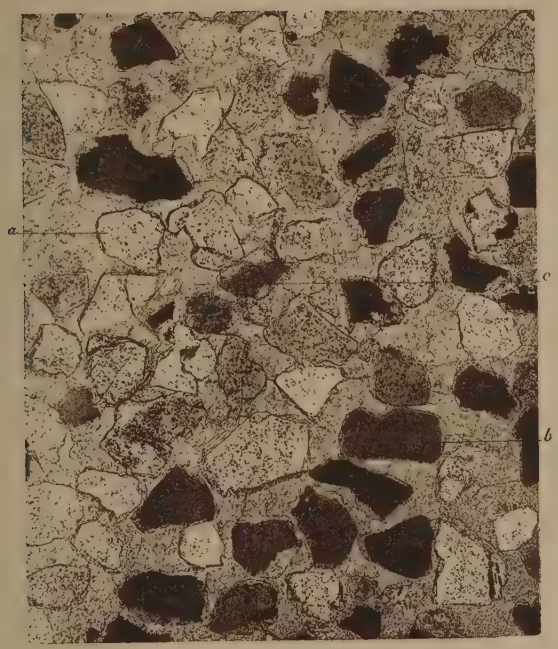


*FIG. 26*_Grès calcaire *(Nic. crois.)* [x 60]

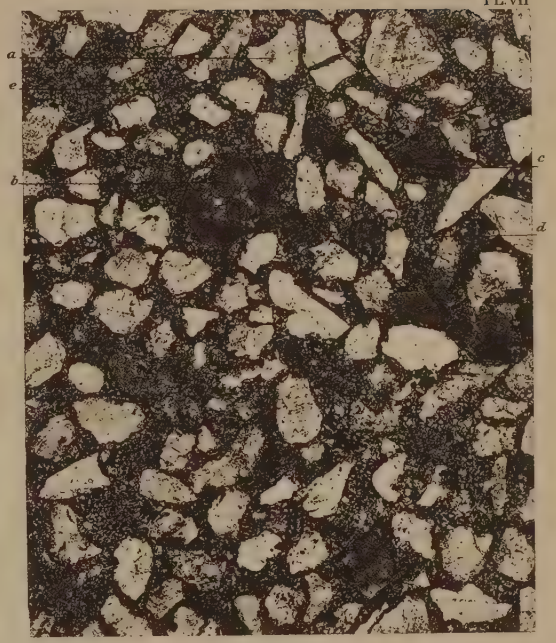


*FIG. 27*_Grès à ciment de calcite grenue [x 50]

*FIG. 28*_Grès à ciment de calcite grenue *(Nic crois.)* [x 60]

*FIG. 29*_Mollasse sannoisienne [x 45]

Clichés Rigot

Héliog. L. Massard

PLANCHE VIII

PLANCHE VIII.

Fig. 30. — Mollasse aquitanienne (× 50). Nicols croisés. La Cergne. Valais (Suisse).

a. Grains de quartz clastique.
b. Orthose albitisée.
c. Feldspath triclinique.
d. Biotite.
e. Débris calcaires remaniés.
f. Agrégats de granules de quartz, dérivant de feldspaths décomposés et quartzifiés.
g. Ciment de calcite.

Fig. 31. — Mollasse aquitanienne (× 50). Nicols croisés. Belmont. Valais (Suisse).

a. Quartz détritique.
b. Grain de quartz avec filonnet de muscovite.
c. Grain de quartz composé d'origine filonienne.
d. Feldspath triclinique.
e. Débris de roche microlithique.
f. Agrégat de quartz microgrenu, renfermant des paillettes de phyllite et un peu de calcite.
g. Calcite clivée et maclée du ciment.

Fig. 32. — Mollasse burdigalienne (× 50). Nicols croisés. Voreppe (Isère).

a. Grains de quartz simples.
b. Feldspaths tricliniques.
c. Glauconie.
d. Agrégats de quartz microgrenu avec ou sans paillettes de muscovite.
e. Ciment de calcite.

Fig. 33. — Macigno (× 50). Nicols croisés. Gonfolino. Province de Florence (Italie).

a. Grains de quartz.
b. Feldspaths tricliniques.
c. Muscovite.
d. Calcite.

*FIG 30*_Mollasse aquitanienne *(Nic. crois.)* [x 50]

*FIG. 31*_Mollasse aquitanienne *(Nic. crois.)* [x 50]

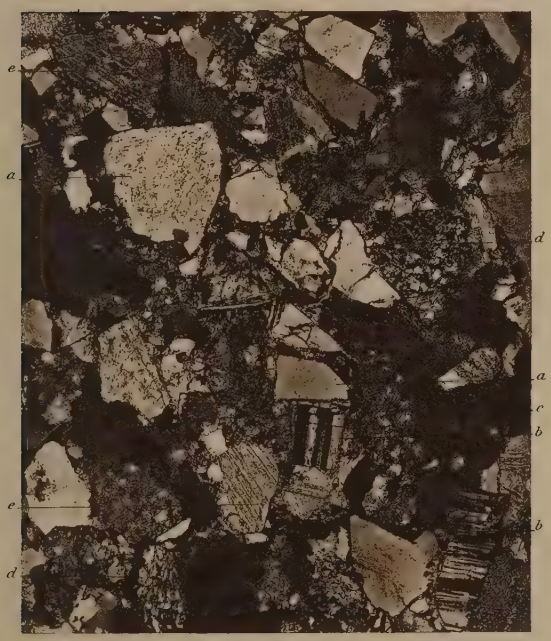


*FIG. 32*_Mollasse burdigalienne *(Nic. crois.)* [x 50]

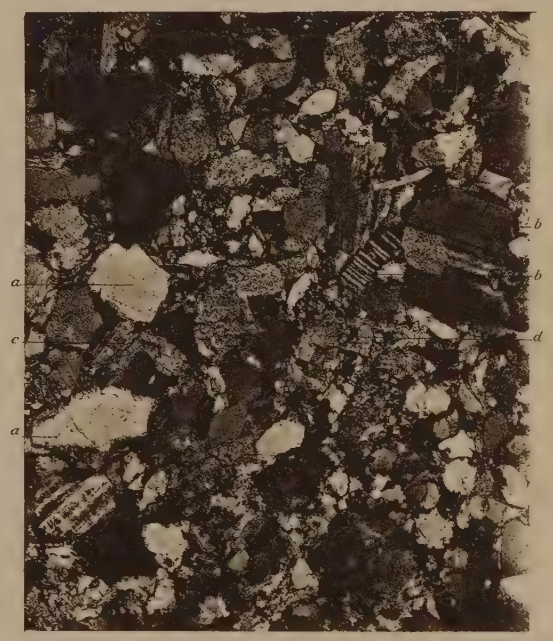


*FIG. 33*_Macigno *(Nic. crois.)* [x 50]

Clichés Ragot

Héliog. L. Massard

PLANCHE IX

PLANCHE IX.

Fig. 34. — Grès feldspathique argilo-ferrugineux (× 60). Nicols croisés. Permien. Lison (Calvados).

a. Grains de quartz.
b. Orthoses clastiques en voie d'altération.
c. Feldspath triclinique.
d. Agrégat de quartz microgrenu ferrugineux.
e. Ciment argilo-ferrugineux.

Fig. 35. — Grès-quartzite argilo-ferrugineux (× 50). Nicols croisés. Grès vosgien. Senones (Vosges).

a. Grain de quartz, simple, arrondi.
b. Quartz d'origine filonienne.
c. Orthoses clastiques en voie d'altération.
d. Feldspath converti en agrégat quartzo-phylliteux très finement cristallisé.
e. Ciment de quartz secondaire.
f. Gangue ferrugineuse.

Fig. 36. — Quartzite-grès argilo-ferrugineux (× 50). Nicols croisés. Grès de Burnot. Coblenzien. Belgique.

a. Grains de quartz.
b. Orthose en voie d'altération.
c. Élément détritique quartzo-phylliteux.
d. Matière argilo-ferrugineuse avec granules de quartz.
e. Hématite rouge jouant le rôle de ciment.

Fig. 37. — Grès argilo-ferrugineux (× 60). Nicols croisés. Grès bigarré. Cap Garonne (Var).

a. Grains de quartz.
b. Grains de quartz composés.
c. Agrégat de quartz microgrenu.
d. Agrégats de quartz phylliteux.
e. Ciment argilo-ferrugineux.

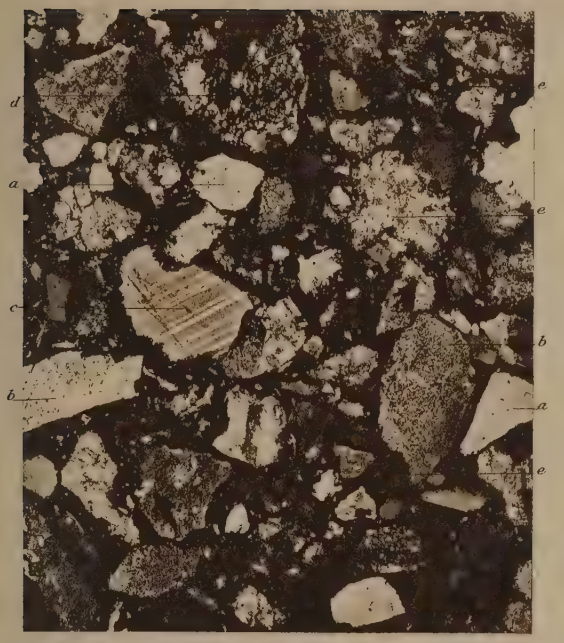


*FIG. 34*_Grès feldspathique argilo-ferrugineux *(Nic. crois.)* [× 60]

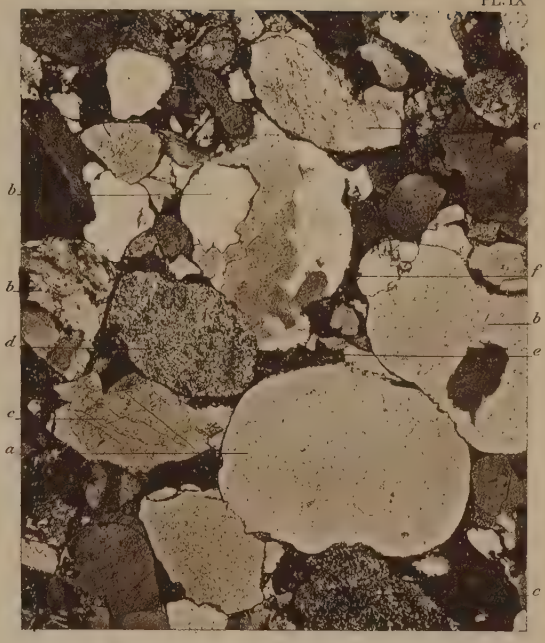


*FIG. 35*_Grès-quartzite argilo-ferrugineux *(Nic. crois.)* [× 50]

*FIG. 36*_Quartzite-grès argilo-ferrugineux *(Nic. crois.)* [× 50]

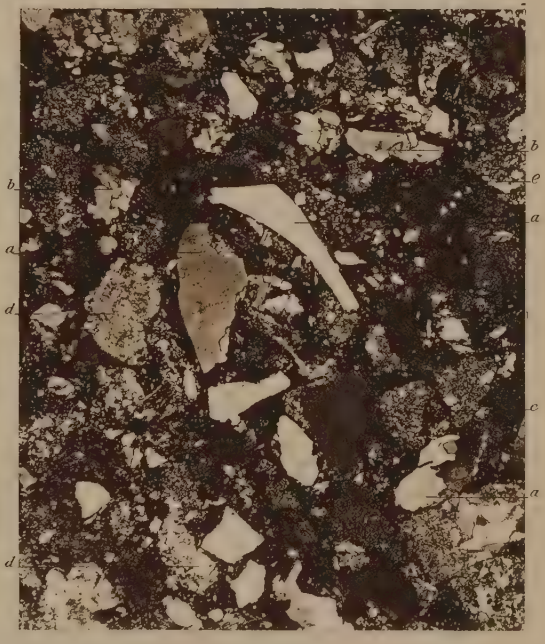


*FIG. 37*_Grès argilo ferrugineux *(Nic. crois.)* [× 60]

Clichés Ragot

Héliog. L. Marcerou

PLANCHE X

PLANCHE X.

Fig. 38. — Itacolumite (× 50). Lumière naturelle. Itacoluma (Brésil).

a. Grain de quartz de forme très irrégulière.

b. Vide rempli d'impuretés.

Fig. 39. — Arkose (× 120). Nicols croisés. Cambrien. Omonville-la-Rogue (Manche).

a. Grain de quartz détritique nourri par du quartz chevelu, en fibres alternant avec des fibres de paragonite, jouant le rôle de ciment.

b. Lamelle de paragonite.

c. Orthose détritique.

Fig. 40. — Arkose (× 40). Nicols croisés. Gédinnien. Fépin (Ardennes).

a. Plage de quartz à structure de quartzite typique.

b. Quartz éteint.

c. Ciment de quartz cryptocristallin et de phyllite.

Fig. 41. — Arkose (× 100). Nicols croisés. Trias. Saint-Léger-du-Bois (Saône-et-Loire).

a. Quartz clastique dont le contour est en partie modifié par une couronne discontinue de quartz secondaire.

b. Grain de quartz détritique dentelé sur ses bords par accroissement secondaire.

c. Quartz secondaire du ciment, à structure zonaire, circonscrivant un vide.

d. Gangue de quartz secondaire microgrenu.

FIG. 38 _ Itacolumite [x 50]

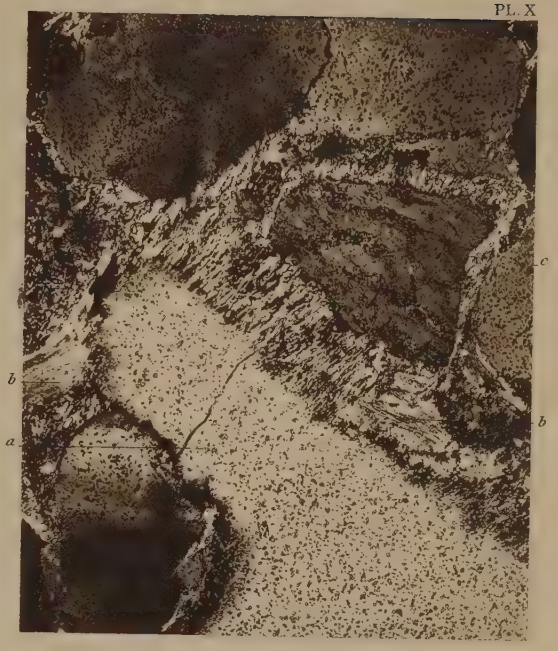


FIG. 39 _ Arkose *(Nic. crois.)* [x 120]

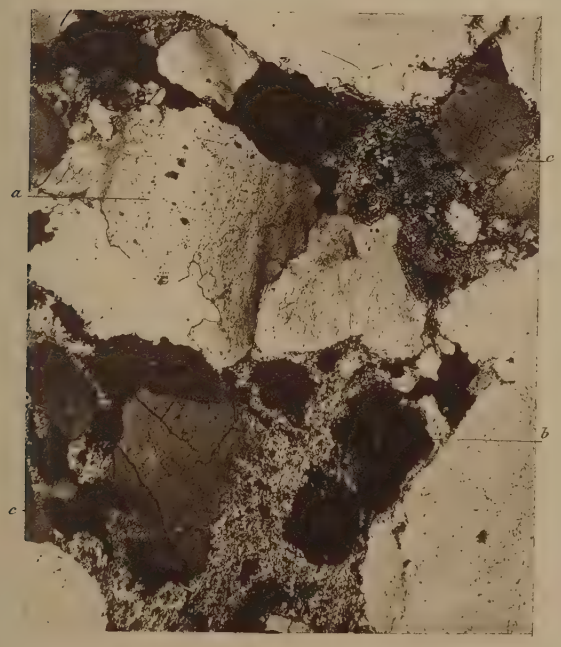


FIG. 40 _ Arkose *(Nic. crois.)* [x 40]

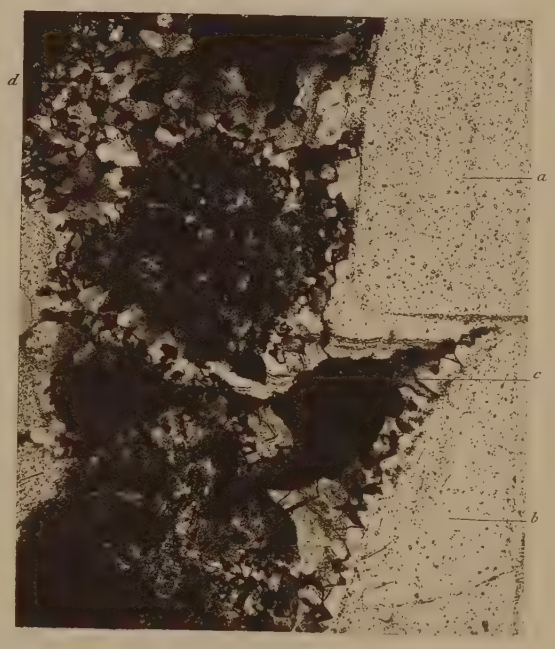


FIG. 41 _ Arkose *(Nic. crois.)* [x 100]

Clichés Ragot

Héliog. L. Massard

PLANCHE XI

PLANCHE XI.

Fig. 42. — Grès titanifère (*Grès fluviatile*) [× 35]. Nicols croisés. Sparnacien. Le Breuillet (Seine-et-Oise).

Le champ photographié est exclusivement formé de grains de quartz de taille et de forme extrêmement variables, et d'une gangue de quartz microgrenu emprisonnant la presque totalité des éléments de rutile.

Fig. 43. — Grès houiller à ciment argilo-quartzeux (× 100). Nicols croisés. Westphalien. Hornu et Wasmes (Belgique).

a. Grain de quartz détritique.
b. Grains de quartz soudés par accroissement secondaire.
c. Feldspath triclinique.
d. Gangue argilo-quartzeuse.

Fig. 44. — Grès houiller à ciment argileux (× 70). Lumière naturelle. Westphalien. Hornu et Wasmes (Belgique).

a. Grains de quartz.
b. Paillettes de muscovite.
c. Charbon.
d. Sidérite.
e. Ciment argileux.

Fig. 45. — Grès houiller à ciment argileux (× 70). Lumière naturelle. Westphalien. Hornu et Wasmes (Belgique).

a. Grains de quartz clastiques.
b. Paillettes de muscovite.
c. Charbon.
d. Sidérite.
e. Matière argileuse.

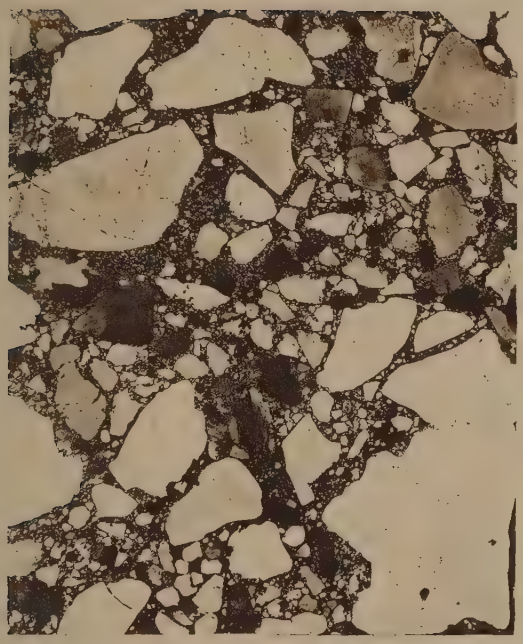


*FIG. 42*_Grès titanifère (Gres fluviatile) *(Nic. crois.)* [×35]

*FIG. 43*_Grès houiller à ciment argilo-quartzeux *(Nic. crois.)* [×100]

*FIG. 44*_Grès houiller à ciment argileux [×70]

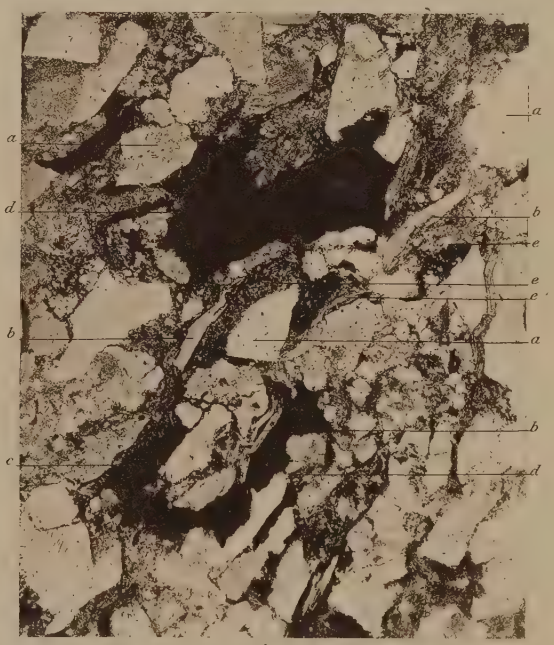


*FIG. 45*_Grès houiller à ciment argileux [×70]

PLANCHE XII

PLANCHE XII.

Fig. 46. — Grès houiller à ciment argileux (× 90). Lumière naturelle. Westphalien. Grande Veine, Puits 6. Nord de Charleroi (Belgique).

a. Grains de quartz.

b. Matière argileuse.

(C'est par erreur que la planche porte la mention [*Nic. crois.*]).

Fig. 47. — « Grès lustré » (× 103). Nicols croisés. Stampien. Bougival (Seine).

Exemple d'accroissement secondaire du quartz détritique, établissant un passage insensible au ciment.

a. Grain dont le nourrissage est limité à une partie de la surface.

b. Élément dont l'accroissement secondaire est généralisé.

c. Grains peu ou point modifiés.

d. Ciment de calcédonite.

Fig. 48. — Grès fluviatile (*Grès-quartzite*) [× 50]. Nicols croisés. Landénien. Ligne-reuil (Pas-de-Calais).

a. Grains de quartz détritique.

b. Grains de quartz corrodé.

c. Ciment de quartz microgrenu.

Par places, les éléments de quartz ont subi un léger nourrissage.

Fig. 49. — Grès à structure globulaire (× 1). Tongrien. Grès de Fontainebleau (Seine-et-Marne).

FIG. 47 _ Grès lustré, (*Nic. crois.*) [× 103]

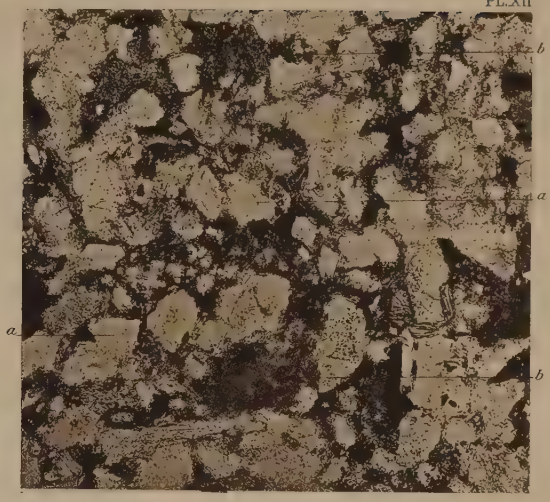


FIG. 46 _ Grès houiller à ciment argileux [× 90]

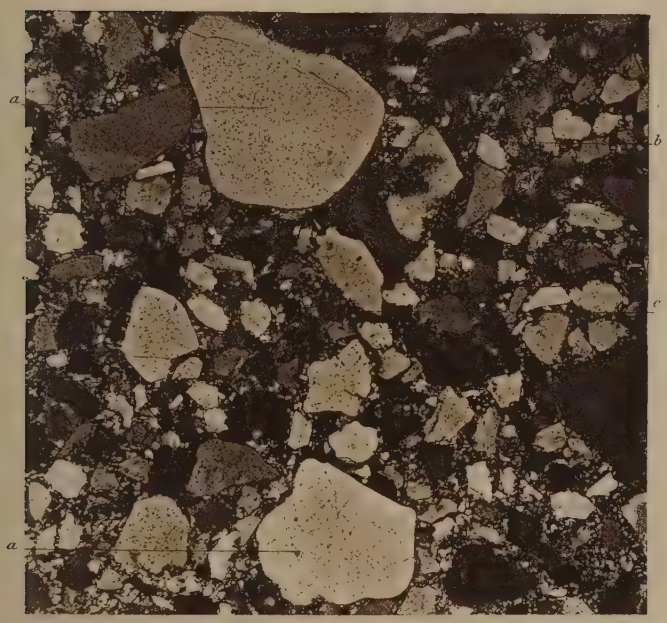


FIG. 48 _ Grès fluviatile (grès-quartzite) (*Nic. crois.*) [× 50]

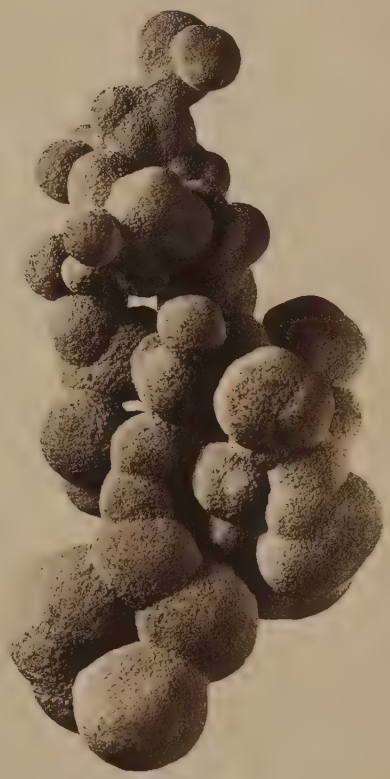


FIG. 49 _ Grès à structure globulaire [× 1]

Clichés Ragot

Héliog. L. Massard

PLANCHE XIII

PLANCHE XIII.

Fig. 50. — Grès à structure globulaire (× 1). Sables de Beauchamp. Fleurines (Seine-et-Oise).

FIG. 50 – Grès à structure globulaire [x1]

Cliché Ragot.

Héliog. L. Massard

PLANCHE XIV

PLANCHE XIV.

Fig. 51. — Gaize (× 70). Lumière naturelle. Albien. Argonne (localité inconnue).

a. Quartz clastique.
b. Glauconie.
c. Spicule en opale.
d. Spicules calcédonieux avec canal en opale très élargi.
e. Spicules calcédonieux.
f. Spicule de *Tetracladina*, calcédonieux, avec canal en partie conservé par de l'opale.
g. Spicule globuleux.
h. Ciment d'opale indifférenciée.

Fig. 52. — Gaize (× 70). Lumière naturelle. Cénomanien. Henrichemont (Cher).

a. Grains de quartz détritiques.
b. Glauconie.
c. Spicule en opale.
d. Spicule en opale avec canal très élargi.
e. Spicules calcédonieux.
f. Gangue d'opale.
g. Ciment de calcédonite entourée d'opale finement globulaire.

Fig. 53. — Gaize (× 50). Lumière naturelle. Albien. La Reupette (Ardennes).

a. Grain de quartz.
b. Glauconie homogène.
c. Glauconie granulée.
d. Spicule d'Éponge en opale avec canal élargi en partie détruit.
e. Ciment d'opale indifférenciée.

Fig. 54. — Gaize cherteuse (× 80). Lumière naturelle. Cénomanien. Humbligny (Cher).

a. Quartz détritique.
b. Glauconie homogène.
c. Spicule en opale différenciée.
d. Spicule calcédonieux.
e. Spicule représenté par son canal élargi.
f. Ciment de calcédonite et d'opale globulaire.

*FIG. 51*_Gaize [× 70]

*FIG. 52*_Gaize [× 70]

*FIG 53*_Gaize [× 50]

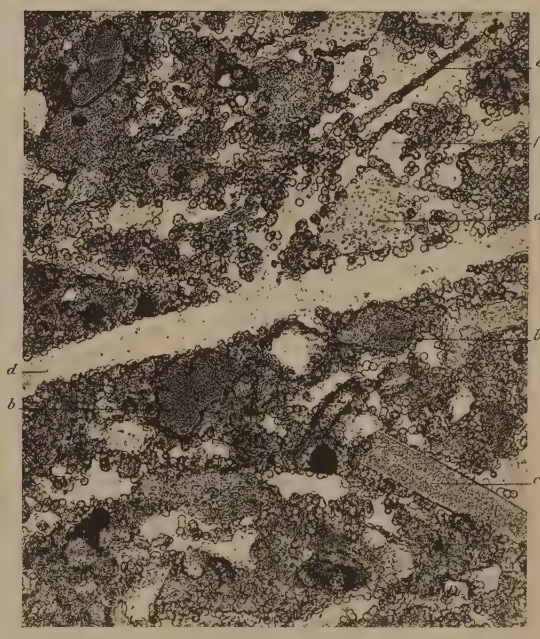


*FIG. 54*_Gaize cherteuse [× 80]

Clichés Ragot

Héliog. L. Massard

PLANCHE XV

PLANCHE XV.

Fig. 55. — Gaize (« *Meule* ») [× 80]. Lumière naturelle. Albien. Bracquegnies (Belgique).

a. Quartz détritique.
b. Glauconie homogène.
c. Spicules calcédonieux.
d. Spicules calcédonieux, avec canal glauconieux très élargi.
e. Spicule entièrement glauconieux.
f. Spicules globuleux.
g. Ciment d'opale indifférenciée.

Fig. 56. — Gaize (« *Smectique* ») [× 100]. Lumière naturelle. Campanien. Battice, près de Herve (Belgique).

a. Quartz détritique.
b. Glauconie homogène.
c. Spicule monoaxe en opale avec canal élargi.
d. Spicule calcédonieux.
e. Spicule de *Lithistidae*.
f. Gangue d'opale indifférenciée.

Fig. 57. — Gaize cherteuse (« *Tuffeau* ») à spicules d'Éponges et Radiolaires (× 60). Lumière naturelle. Landénien. Bouchavesnes (Somme).

a. Quartz détritique.
c. Spicules en opale.
d. Spicules composés de tronçons diversement fossilisés (opale et calcédonite).
e. Spicule calcédonieux avec canal élargi rempli d'opale.
f. Spicules calcédonieux avec ou sans canal conservé.
g. Spicules glauconieux.
h. Radiolaires.
i. Ciment d'opale.
j. Gangue de calcédonite.

*FIG. 55*_Gaize ("Meule„) [×80]

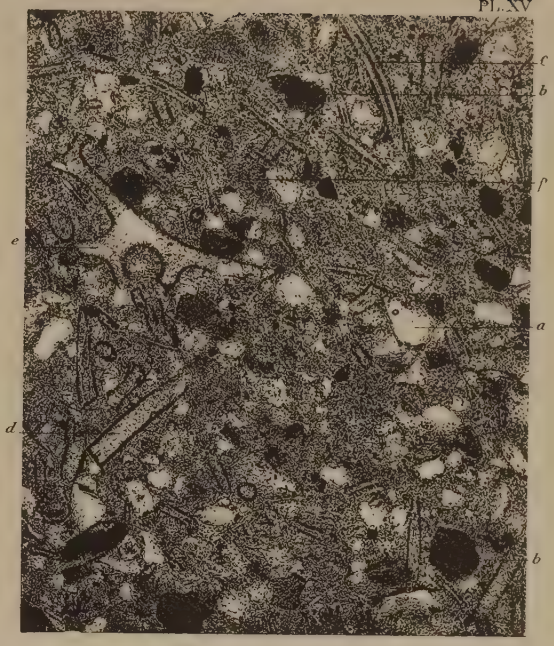


*FIG. 56*_Gaize ("Smectique„) [×100]

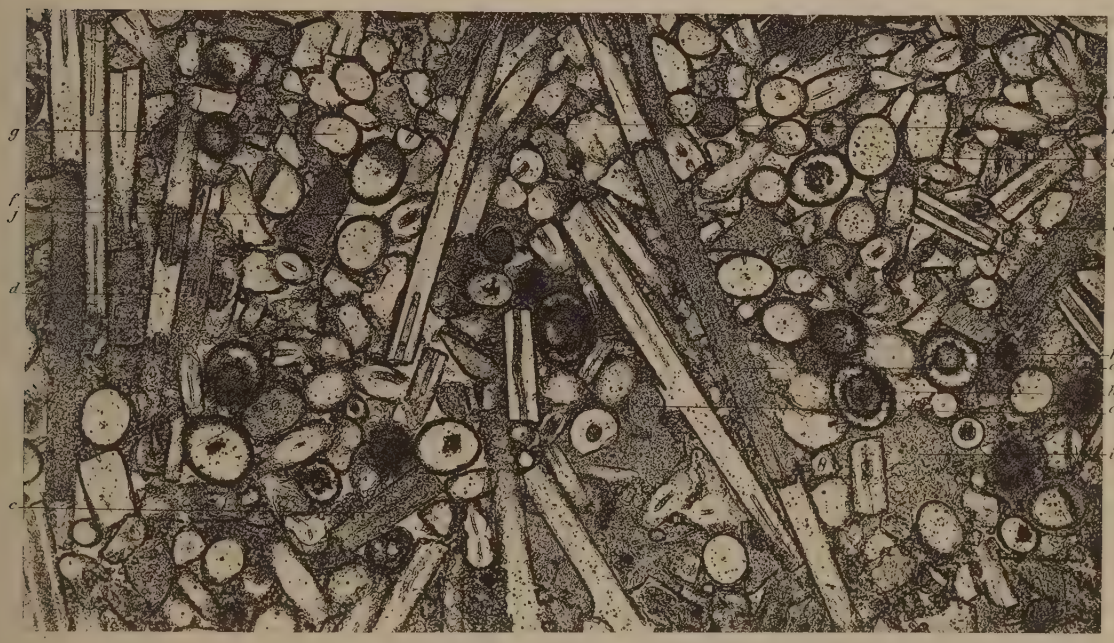


*FIG. 57*_Gaize cherteuse ("Tuffeau„) [×60]

PLANCHE XVI

PLANCHE XVI.

Fig. 58. — Gaize « *Smectique* » [× 180]. Lumière naturelle. Campanien. Battice, près de Herve (Belgique).

a. Quartz détritique.
b. Spicule en opale.
c. Spicule calcédonieux.
d. Radiolaire (*Porodiscida*).
e. Radiolaire (*Dictyocephalus*).
f. Ciment d'opale.

Fig. 59. — Gaize « *tuffeau* » à Diatomées [× 250]. Lumière naturelle. Landénien. Lille (Nord).

a. Quartz.
b. Diatomées.
c. Fragments de carapaces de Diatomées à structure réticulée.
d. Gangue d'opale.

Fig. 60. — Spongolithe (« *Meule* ») [× 100]. Lumière naturelle. Albien. Bracquegnies (Belgique).

a. Quartz détritique.
b. Spicule en opale différenciée avec canal élargi.
c. Spicule calcédonieux avec canal en opale.
d. Spicule en opale avec canal calcédonieux.
e. Spicule tout entier en opale.
f. Spicule calcédonieux.
g. Plage de calcédonite avec spicules représentés, soit par leur canal, soit par leur revêtement d'opale.
h. Ciment de calcédonite.

Fig. 61. — Spongolithe (« *Tête de chat* ») [× 100]. Lumière naturelle. Turonien. Maisières (Belgique).

a. Spicule de *Lithistidae*.
b. Spicule calcédonieux avec canal élargi en partie conservé.
c. Spicule entièrement calcédonieux.
d. Ciment d'opale.

FIG. 58 _ Gaize ("Smectique„) à Radiolaires [x180]

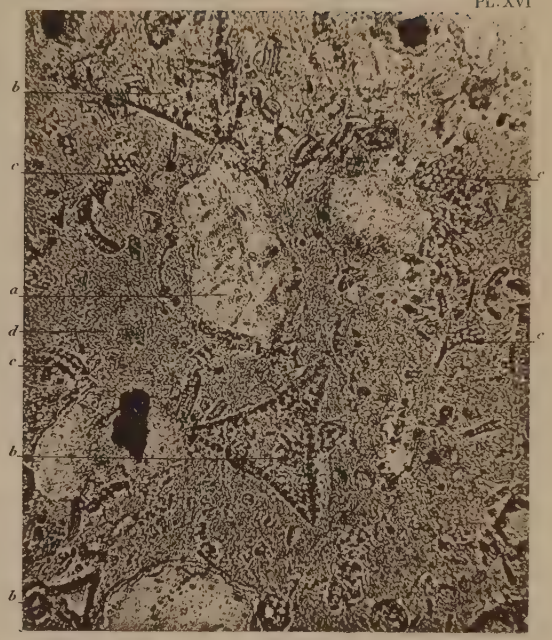


FIG. 59 _ Gaize ("Tuffeau„) a Diatomées [x250]

FIG. 60 _ Spongolithe ("Meule„) [x100]

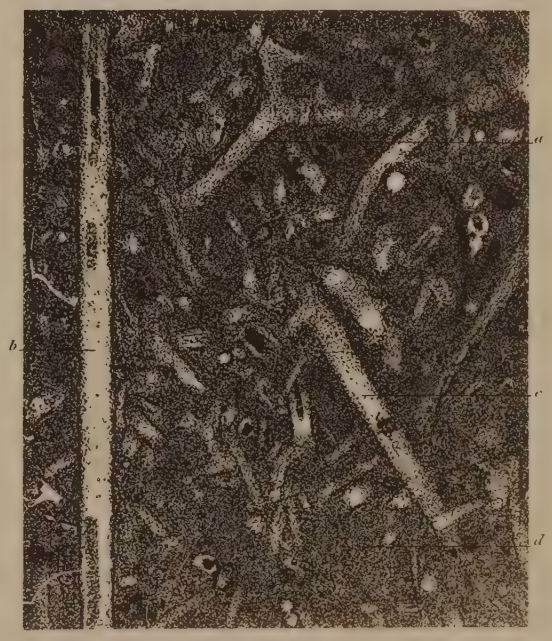


FIG. 61 _ Spongolithe ("Tête de chat„) [x100]

Clichés Ragot

Héliog. L. Massard

PLANCHE XVII

PLANCHE XVII.

Fig. 62. — Spongolithe (« *gaize* ») à spicules globuleux (× 45). Lumière naturelle. Oxfordien. Launois (Ardennes).

a. Grain de quartz clastique.

b. Spicule globuleux se décomposant en un noyau de calcédonite et une couronne externe.

c. Fusion de deux globules voisins par leur couronne externe.

d. Ciment d'opale, de calcédonite et de matière argileuse.

Fig. 63. — Spongolithe (« *phtanite* ») [× 100]. Lumière naturelle. Houiller inférieur. Mornimont (Belgique).

a. Quartz détritique.

b. Spicule à canal très élargi.

c. Spicule calcédonieux.

d. Spicule globuleux.

e. Ciment.

Fig. 64. — Spongolithe d'eau douce (× 100). Lumière naturelle. Stéphanien. Montgros (Gard).

Feutrage de spicules d'Éponges monoaxes, vus en section longitudinale, dans un ciment de matière brune d'origine probablement sapropélienne.

Fig. 65. — *Idem*.

Les mêmes spicules vus en section transversale, avec traces de canal axial. Ciment de matière brune.

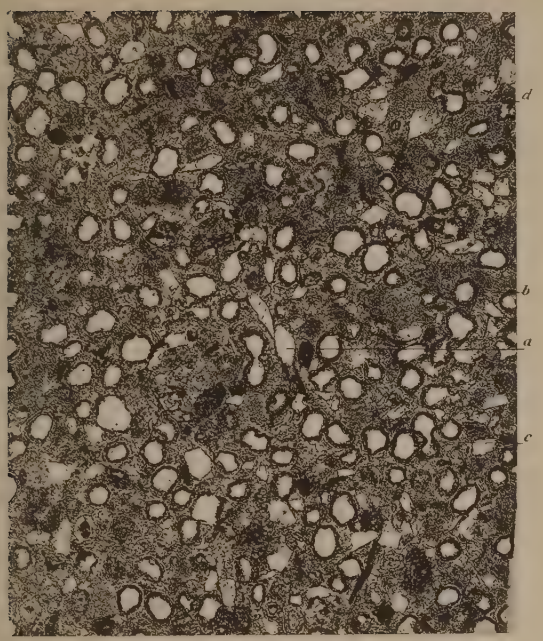


FIG. 62 _ Spongolithe ("Gaize„) à spicules globuleux [× 45]

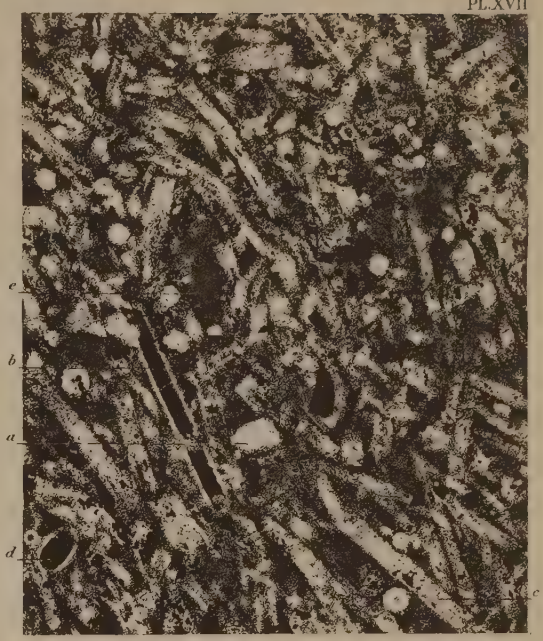


FIG. 63 _ Spongolithe ("Phtanite„) [× 100]

FIG. 64 _ Spongolithe d'eau douce [×100]

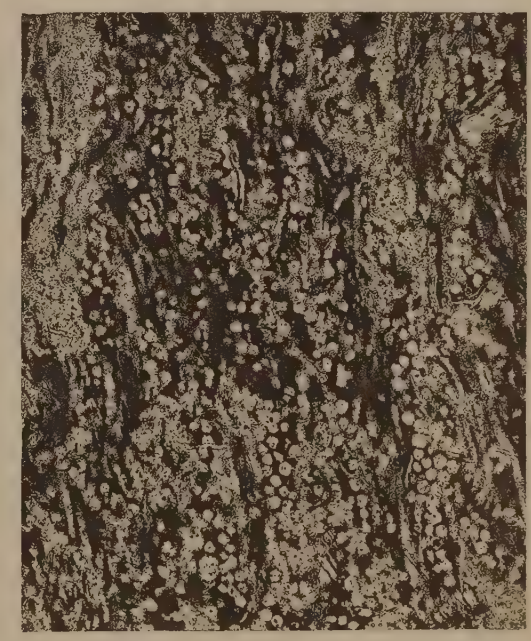


FIG. 65 _ Spongolithe d'eau douce [×100]

Clichés Regot

Héliog. L. Massard

PLANCHE XVIII

PLANCHE XVIII.

Fig. 66. — Vase à Radiolaires consolidée (× 160). Lumière naturelle. Pliocène supérieur ou Pleistocène. Chimborazo (Barbades).

a. Radiolaires variés.

b. Gangue.

Fig. 67. — Jaspe (× 180). Lumière naturelle. Vallée de La Rochetta, Apennins (Italie).

a. Radiolaire (*Rhopalostrum*).

b. Radiolaires variés.

c. Gangue très ferrugineuse.

Fig. 68. — Radiolarite (« *jaspe* ») [× 70]. Lumière naturelle. Jurassique supérieur probable. Le Chenaillet, Mont Genèvre (Hautes-Alpes).

a. Radiolaires ornés de piquants dont le réseau est détruit en presque totalité. Chacun d'eux se résout en un noyau de quartzite.

b. Radiolaires déformés.

c. Ciment.

Fig. 69. — *Idem*.

a. Radiolaires avec piquants conservés.

b. Réseau de Radiolaire conservé.

c. Ciment.

FIG. 66 _ Vase à Radiolaires consolidée [x160]

FIG. 67 _ Jaspe [x180]

FIG. 68 _ Radiolarite [x70]

FIG. 69 _ Radiolarite [x70]

Clichés Ragot

Héliog. L. Massard

PLANCHE XIX

PLANCHE XIX.

Fig. 70. — Radiolarite laminée (× 60). Lumière naturelle. Jurassique supérieur probable. Le Gondran, Mont Genèvre (Hautes-Alpes).

a. Radiolaire étiré, de forme lenticulaire.
b. Radiolaire aux extrémités effilées dont l'étirement est plus prononcé.
c. Radiolaires convertis en lames lenticulaires.
d. Ciment.

Fig. 71. — Lydienne (× 100). Lumière naturelle. Dinantien. Cabrières (Hérault).

a. Radiolaires à structure plus ou moins effacée, convertis en noyaux de calcédonite.
b. Ciment.

Fig. 72. — Lydienne (Phosphate charbonneux) [× 100]. Lumière naturelle. Dinantien. Garapel (Pyrénées).

a. Radiolaires fossilisés par une matière charbonneuse.
b. Concentration de matière charbonneuse.
c. Gangue de phosphate de chaux amorphe.

Fig. 73. — Jaspe (« *chert* ») [× 120]. Lumière naturelle. Ordovicien. Hartree Hill, Peebleshire (Ecosse).

a. Radiolaires.
b. Partie de la gangue originelle conservée.
c. Gangue calcédonieuse.
d. Filonnets de quartz.

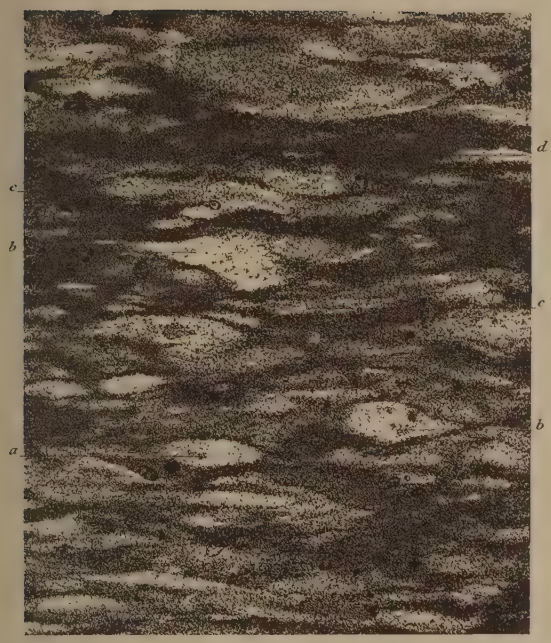


FIG. 70 _ Radiolarite laminée [x 60]

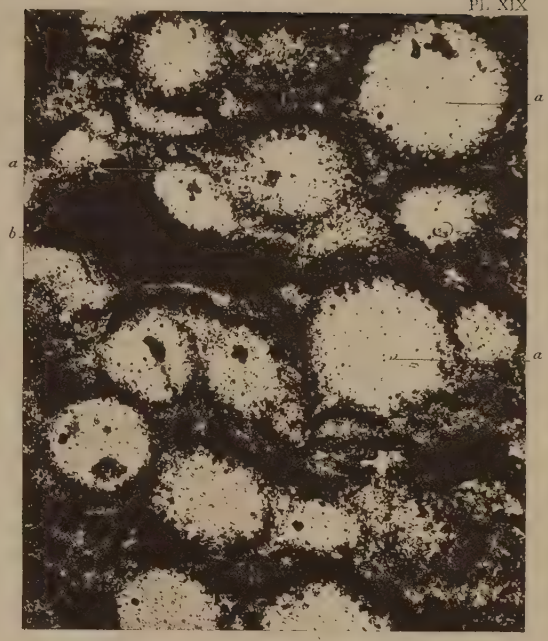


FIG. 71 _ Lydienne [x100]

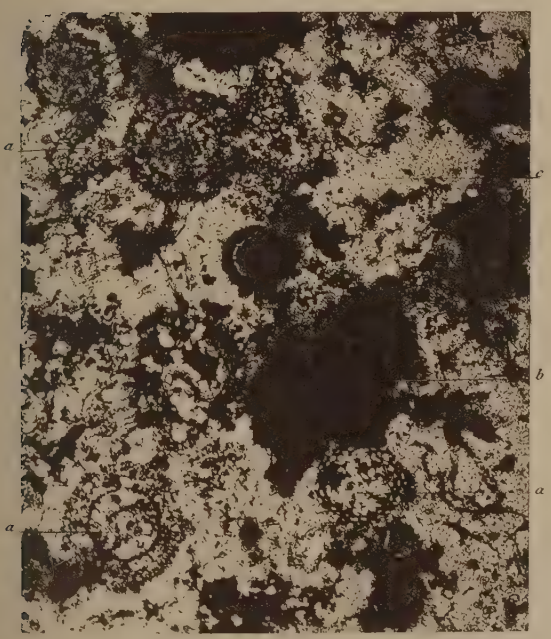


FIG. 72 _ Lydienne [x100]

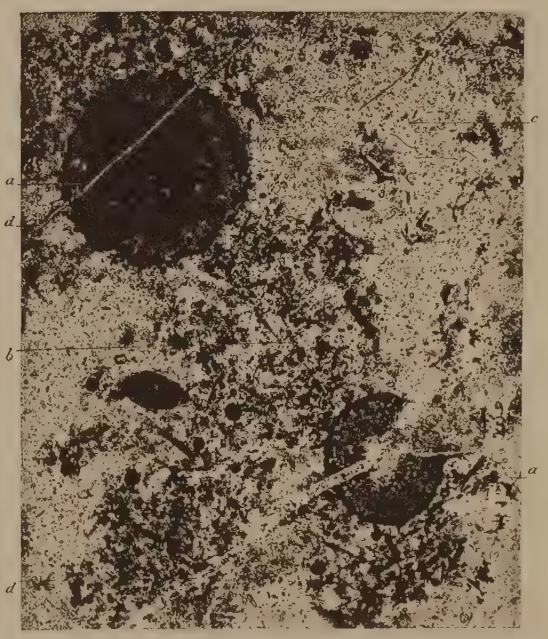


FIG. 73 _ Jaspe("Chert„) [x120]

Clichés Ragot

Héliog. L. Massard

PLANCHE XX

PLANCHE XX.

Fig. 74. — Phtanite précambrien à radiolaires (× 80). Lumière naturelle. Lamballe (Côtes-du-Nord).

a. Radiolaires de dimensions normales, dont la présence est soulignée par du graphite.

b. Gangue quartzo-graphiteuse.

Fig. 75. — Phtanite précambrien (× 340). Lumière naturelle. Lande de la Varde, près Coutances (Manche).

Quartz microgrenu en éléments moulés les uns sur les autres.

Fig. 76. — Phtanite précambrien avec cristaux de quartz (× 60). Lumière naturelle. Bréhec, près Paimpol (Côtes-du-Nord).

a. Cristaux de quartz.

b. Quartz cristallisé en agrégat.

c. Gangue.

Fig. 77. — Phtanite précambrien à structure globulaire (× 120). Lumière naturelle. Bréhec, près Paimpol (Côtes-du-Nord).

a. Opale globulaire.

b. Opale indifférenciée.

c. Quartz.

FIG. 74 – Phtanite précambrien à Radiolaires [× 80]

FIG. 75 – Phtanite précambrien *(Nic. croix.)* [× 340]

FIG. 76 – Phtanite avec cristaux de quartz [× 60]

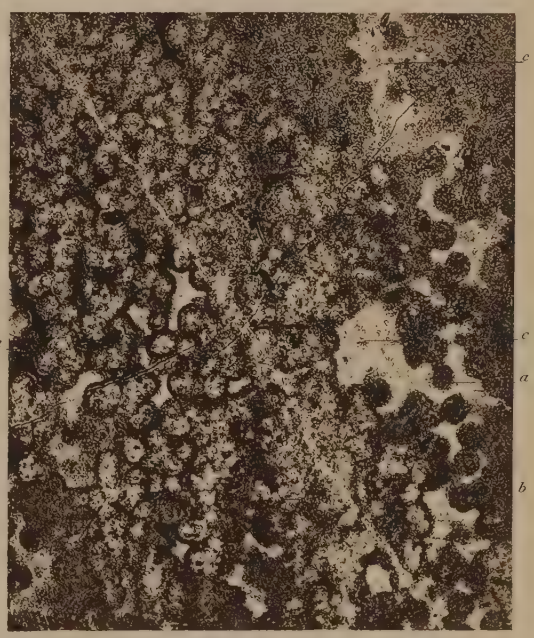


FIG. 77 – Phtanite à structure globulaire [× 120]

Clichés Ragot

Heliog. L. Mass ...

PLANCHE XXI

PLANCHE XXI.

Fig. 78. — Phtanite précambrien avec réseau de matière graphiteuse (× 35). Lumière naturelle. Lande de la Varde, près Coutances (Manche).

a. Réseau de matière graphiteuse.

b. Fond de quartz microgrenu.

Fig. 79. — Phtanite précambrien graphiteux (× 160). Lumière naturelle. Monplaisir-en-la-Poterie (Côtes-du-Nord).

a Éléments de graphite concentrés dans des grains de quartz.

b. Graphite.

c. Paillettes de phyllite.

d. Vide.

Fig. 80. — Phtanite précambrien à structure feuilletée et amygdaloïde (× 70). Lumière naturelle. Les Essarts (Vendée).

a. Amygdales de quartz, représentant probablement des Radiolaires étirés.

b. Bandelettes de quartz ayant probablement la même origine.

c. Concentrations de matière charbonneuse soulignant la structure feuilletée.

Fig. 81. — Phtanite précambrien à structure feuilletée (× 70). Lumière naturelle. Les Essarts (Vendée).

a. Feuillets quartzeux.

b. Feuillets graphiteux.

c. Amorce de structure amygdalaire.

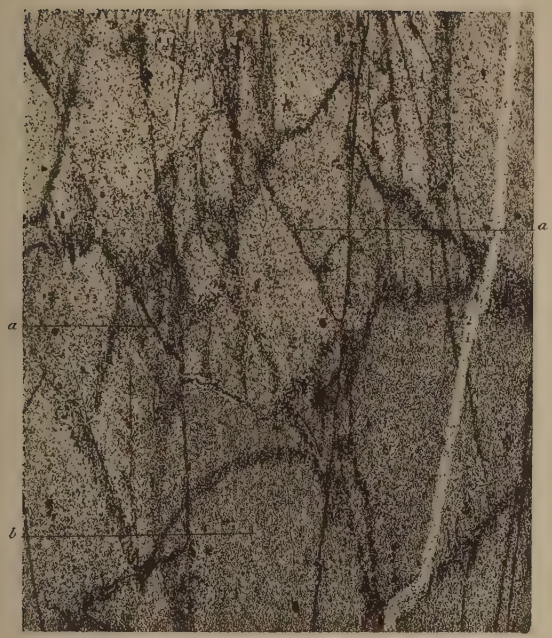


*FIG. 78*_Phtanite avec réseau de matière charbonneuse [×35]

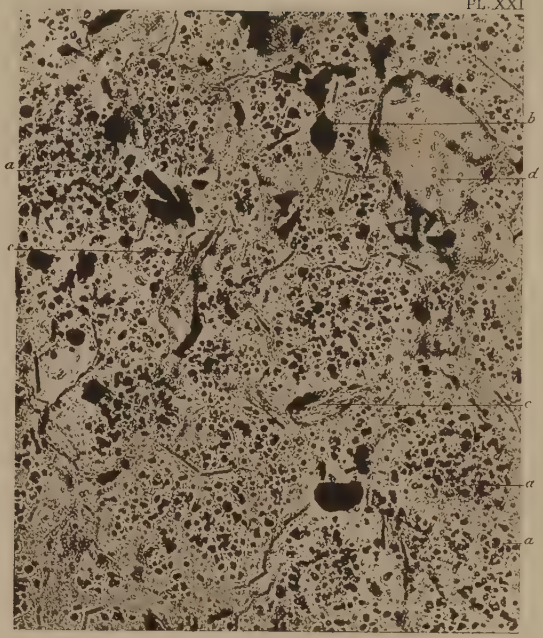


*FIG. 79*_Phtanite graphiteux [×160]

*FIG. 80*_Phtanite feuilleté et amygdaloïde [×70]

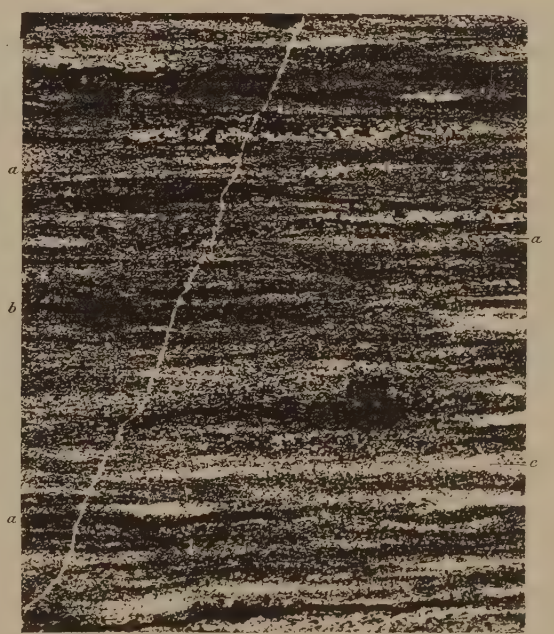


*FIG. 81*_Phtanite feuilleté [×70]

Clichés Ragot

Héliog. L. Massard

PLANCHE XXII

PLANCHE XXII.

Fig. 82. — Phtanite écrasé et bréchoïde (*Fausse brèche*) [× 60]. Lumière naturelle. Précambrien. Bréhec, près Paimpol (Côtes-du-Nord).

a. Fragments de phtanite très graphiteux.

b. Fond quartzeux résultant de l'écrasement de la roche.

Fig. 83. — Brèche de phtanite homogène (× 60). Lumière naturelle. Précambrien. Bréhec, près Paimpol (Côtes-du-Nord).

a. Fragments anguleux de phtanite très pauvre en matière graphiteuse.

b. Gangue quartzo-graphiteuse.

Fig. 84. — Brèche de phtanites polygène (× 40). Lumière naturelle. Silurien supérieur. Le Breil-en-Plessé (Loire-Inférieure).

Débris de phtanite bréchoïde très graphiteux, engagés dans un phtanite pauvre en graphite.

a. Quartz de filon.

b. Gangue quartzo-graphiteuse du complexe remanié.

c. Menus fragments de phtanites remaniés, d'un type autre que le gros élément.

d. Phtanite englobant les débris remaniés.

Fig. 85. — Diatomite marine (« *Tripoli* » d'Oran) [× 450]. Lumière naturelle. Sahélien. Gisement de Cassaigne-Lapasset. Région du Dahra (Oran).

Pétrie de carapaces de Diatomées du groupe des Mélosirées.

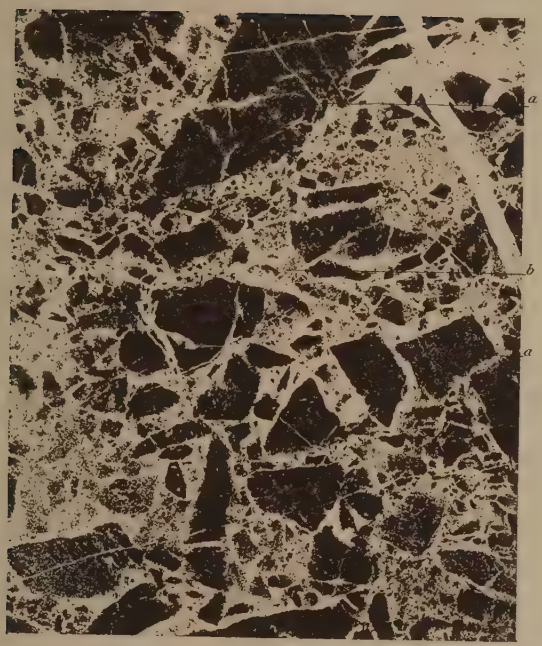


*FIG. 82*_Phtanite écrasé et brèchoïde [×60]

*FIG. 83*_Brèche homogène de phtanite [×60]

*FIG. 84*_Brèche polygène de phtanite [×40]

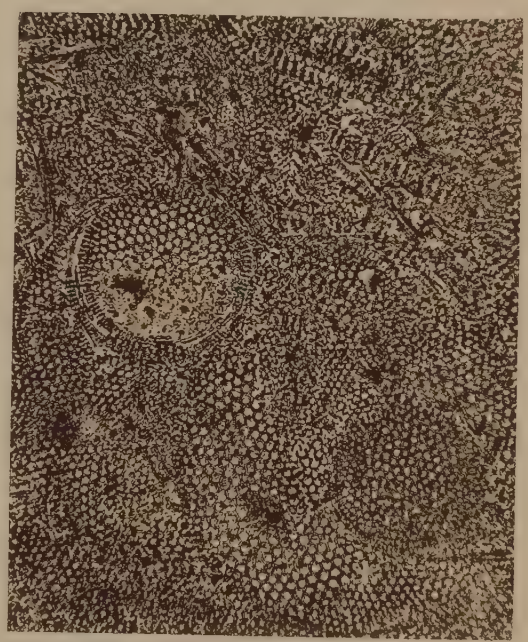


*FIG. 85*_Diatomite marine [×450]

Clichés Ragot

Héliog. L. Massard

PLANCHE XXIII

PLANCHE XXIII.

Fig. 86. — Opale globulaire (× 120). Lumière naturelle. Chert de l'argile, dite à silex. Langon (Loir-et-Cher).

a. Opale globulaire.

b. Calcédonite.

Fig. 87. — Chert. Plage d'opale globulaire (× 100). Lumière naturelle. Argile, dite à silex. Montrichard (Loir-et-Cher).

a. Opale globulaire.

b. Opale commençant à se différencier en globules.

c. Calcédonite.

Fig. 88. — Chert. Plage d'opale globulaire (× 100). Lumière naturelle. Argile, dite à silex. Chenonceaux (Indre-et-Loire).

a. Globules d'opale libres.

b. Globules d'opale coalescents.

c. Calcédonite.

Fig. 89. — Silexite (« *Phtanite* » et « *Chert* ») [× 150]. Nicols croisés. Houiller inférieur. Horion-Hozémont (Belgique).

A base de calcédonite d'apparence très peu fibreuse.

Fig. 90. — Silexite (« *Phtanite* » et « *Chert* ») [× 180]. Nicols croisés. Viséen. Bouvignies (Belgique).

La partie inférieure de la figure est à base de quartz (*a*). Le reste, très cryptocristallin, est calcédonieux.

Fig. 91. — Silex (× 400). Nicols croisés. Sénonien. Chapelle-Saint-Martin, près Sens (Yonne).

Le fond est constitué par des éléments de calcédonite de très petite taille, qui empiètent les uns sur les autres, engendrant une structure cryptocristalline typique.

FIG. 86 _ Silice globulaire [×120]

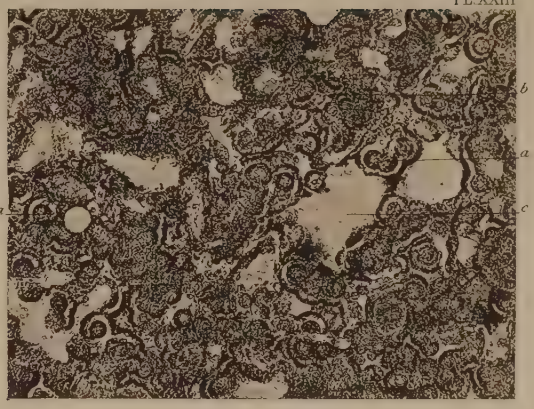


FIG. 87 _ Chert [×100]

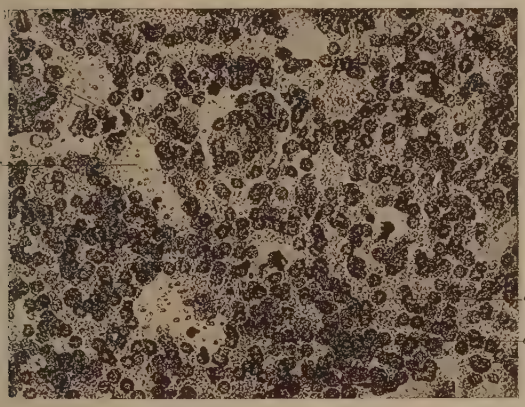


FIG. 88 _ Chert [×100]

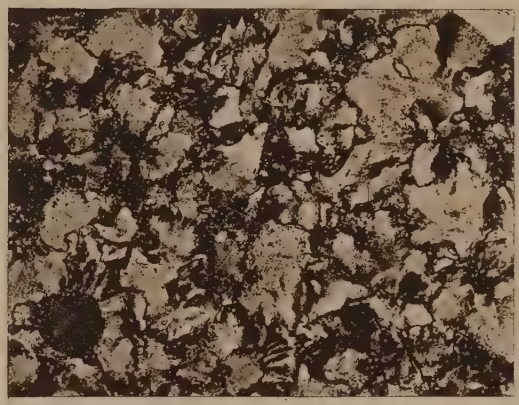


FIG. 89 _ Silexite ("Phtanite„) *(Nic. crois.)* [×150]

FIG. 90 _ Silexite ("Phtanite„) *(Nic. crois.)* [×180]

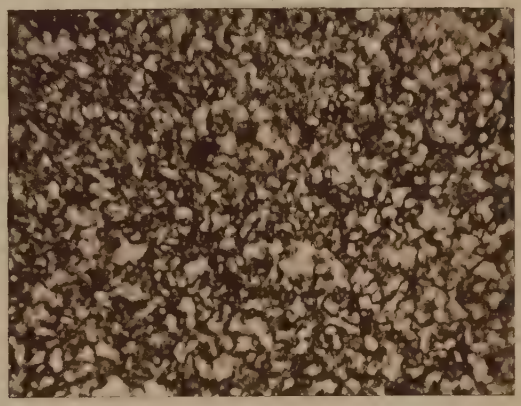


FIG. 91 _ Silex *(Nic. crois.)* [×400]

Clichés Ragot

Henry Lemasson

PLANCHE XXIV

PLANCHE XXIV.

Fig. 92. — Chert à spicules (× 120). Lumière naturelle. Argile, dite à silex. Saint-Quentin (Indre-et-Loire).

a. Spicules de *Lithistidae*.

b. Globules d'opale.

c. Calcédonite.

Fig. 93. — Silexite (« *Phtanite* » et « *Chert* ») [× 90]. Nicols croisés. Houiller inférieur. Visé (Belgique).

a. Quartz secondaire.

b. Pseudocalcédonite.

c. Quartz.

d. Traînée chargée de témoins calcaires.

Fig. 94. — Silexite (« *Phtanite* » et « *Chert* ») à structure concrétionnée (× 70). Nicols croisés. Dinantien. Eclaibes (Nord).

a. Quartz secondaire.

b. Calcédonite.

c. Traînée renfermant des témoins calcaires.

Fig. 95. — Silexite (« *Phtanite* » et « *Chert* ») à Algues (× 75). Lumière naturelle. Viséen supérieur. Rocher de Poilvache, au Nord de Dinant (Belgique).

a. Section longitudinale d'un thalle cylindrique.

b et *c*. Sections transversales de thalles.

d. Ciment de matière brune d'origine probablement sapropélienne.

FIG. 92 _ Chert à spicules [×120]

FIG. 93 _ Silexite ("Phtanite„) (*Nic. crois.*) [× 90]

FIG. 94 _ Silexite ("Phtanite„) (*Nic. crois.*) [× 70]

FIG. 95 _ Silexite ("Phtanite.) [× 75]

Clichés Ragot

PLANCHE XXV

PLANCHE XXV.

Fig. 96. — Silexite (« *Phtanite* » et « *Chert* ») [× 100]. Lumière naturelle. Tournaisien. Leffe (Belgique).

a. Carbonate de chaux témoin.
b. Rhomboèdre de calcite pure.
c. Rhomboèdre de calcite en voie de minéralisation.
d. Cristal de calcite presque entièrement minéralisé.
e. Silexite.

Fig. 97. — Contact d'une silexite (« *Phtanite* » et « *Chert* ») et d'une dolomie (× 60). Nicols croisés. Tournaisien. Flaumont-Waudrechies (Nord).

a. Plage quartzeuse sur l'emplacement d'un organisme.
b. Plage de carbonate de chaux témoin dans la silexite.
c. Dolomie formée de grains irréguliers de dolomite.
d. Ligne d'impuretés.

Fig. 98. — Silexite (« *Phtanite* » et « *Chert* ») dans une dolomie (× 70). Lumière blanche. Tournaisien. Flaumont-Waudrechies (Nord).

a. Silexite.
b. Cristaux de dolomite.
c. Grain de dolomite.

Fig. 99. — Silex à spicules (× 30). Nicols croisés. Sénonien. Environs de Fécamp (Seine-Inférieure).

a. Fond de silex cryptocristallin.
b et *c*. Spicules en calcédonite.

*FIG. 96*_Silexite ("Phtanite„) [×100]

*FIG. 97*_Silexite ("Phtanite„) *(Nic. crois.)* [×60]

*FIG. 98*_Silexite ("Phtanite„) [×70]

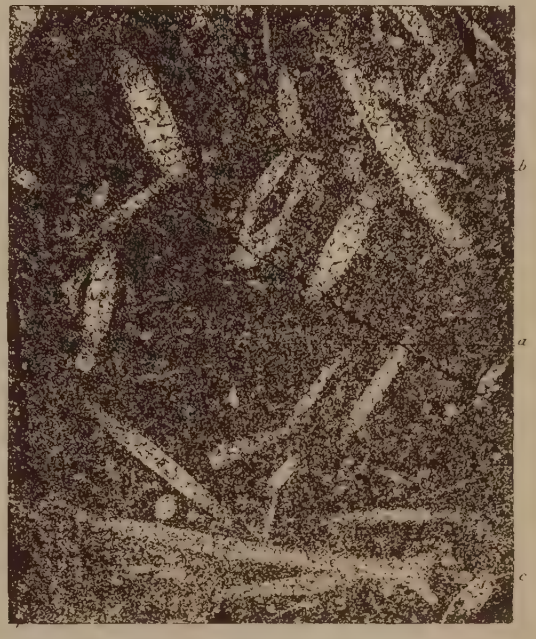


*FIG. 99*_Silex à spicules *(Nic. crois.)* [×30]

Clichés Ragot

Héliog. L. Massard

PLANCHE XXVI

PLANCHE XXVI.

Fig. 100. — Silex largement cristallisé (× 50). Nicols croisés. Cénomanien. Fécamp (Seine-Inférieure).

a. Calcédonite.

b. Calcédonite orientée sur des vides.

c. Vides.

Fig. 101. — Silex largement cristallisé (× 60). Nicols croisés. Cénomanien. Fresville (Manche).

a. Quartz.

b. Pseudocalcédonite.

c. Calcédonite orientée.

d. Calcédonite non orientée.

Fig. 102. — Silex sphérolithique (× 180). Nicols croisés. Sénonien. Environs de Loches (Indre-et-Loire).

a. Sphérolithes de calcédonite.

Fig. 103. — Meulière (× 50). Nicols croisés. Sannoisien. Villejuif (Seine).

a. Nids de calcédonite.

b. Fond de calcédonite cryptocristalline.

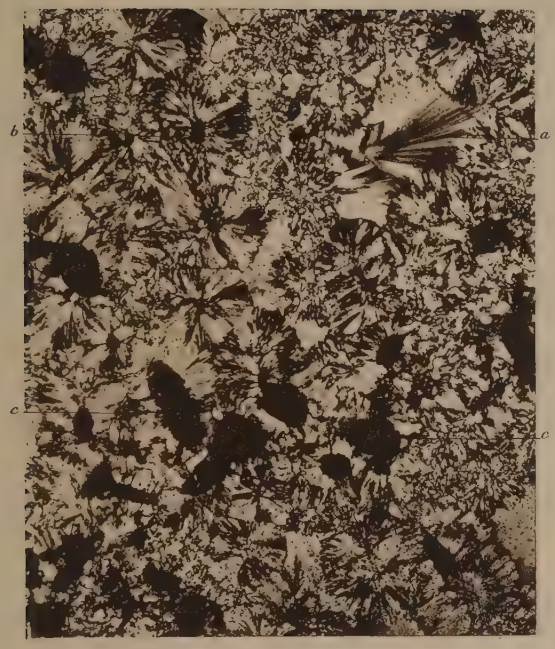


FIG. 100 — Silex *(Nic. crois.)* [×50]

FIG. 101 — Silex *(Nic. crois.)* [×60]

FIG. 102 — Silex sphérolithique *(Nic. crois.)* [×180]

FIG. 103 — Meulière *(Nic. crois.)* [×50]

Clichés Ragot

Héliog. L. Massard

PLANCHE XXVII

PLANCHE XXVII.

Fig. 104. — Meulière (× 50). Nicols croisés. Sannoisien. Buttes-Chaumont (Seine).

a. Quartz secondaire au centre d'une traînée de pseudocalcédonite.

b. Pseudocalcédonite.

c. Calcédonite.

Fig. 105. — Meulière concrétionnée (× 70). Nicols croisés. Aquitanien. Environs d'Orsay (Seine-et-Oise).

a. Noyau d'aspect amorphe auréolé de calcédonite.

b. Calcédonite.

c. Vide.

Fig. 106. — Meulière avec débris de Chara (× 65). Lumière naturelle. Aquitanien. Longpont (Seine-et-Oise).

a. Sections transversales de tiges de *Chara* avec tubes corticants.

b. Sections de rameaux sans tubes corticants.

c. Ciment de quartz microgrenu.

Fig. 107. — Meulière pétrie d'algues calcaires (× 50). Lumière naturelle. Sannoisien. Noisy-le-Grand (Seine-et-Oise).

FIG. 104 _ Meulière (*Nic. crois.*) [×50]

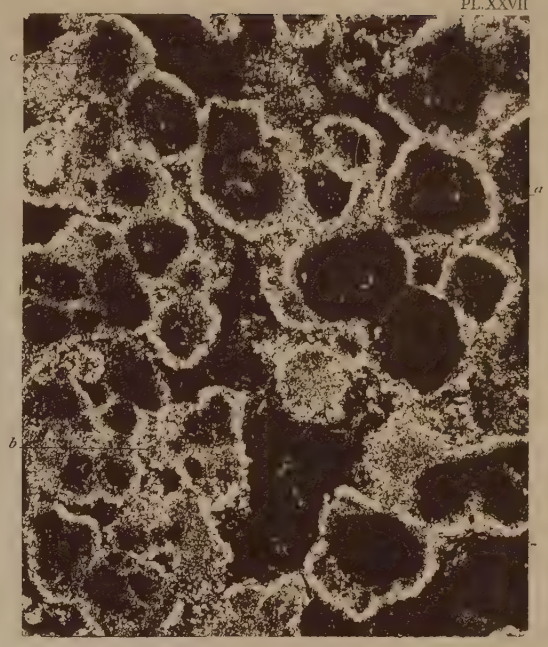


FIG. 105 _ Meulière concrétionnée (*Nic crois.*) [×70]

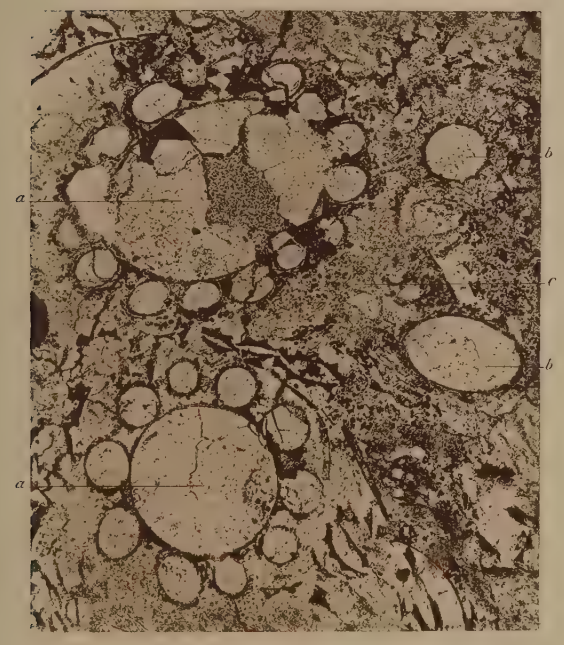


FIG. 106 _ Meulière à Chara [×65]

FIG. 107 _ Meulière pétrie d'Algues calcaires [×50]

PLANCHE XXVIII

PLANCHE XXVIII.

Fig. 108. — Silex calcarifère (× 150). Nicols croisés. Craie à silex zonés. Sénonien. Fécamp (Seine-Inférieure).

a. Témoins de craie.

b. Fond de silex cryptocristallin.

Fig. 109. — Silex (× 100). Lumière naturelle. Calcaire à *Perisphinctes transitorius*. Entre Berrias et le Bois de Païolive (Ardèche).

a. Cristal de calcite en voie de minéralisation par de l'oxyde de fer.

b. Vide marquant l'emplacement d'un rhomboèdre de calcite détruit.

c. Fond de calcédonite cryptocristalline.

Fig. 110. — Chaille (× 150). Lumière naturelle. Oxfordien. Massif de Bréville, près Besançon (Doubs).

a. Spicules globuleux calcifiés.

b. Gangue silico-calcaire.

Fig. 111. — Meulière (× 180). Nicols croisés. Aquitanien. Bellevue (Seine-et-Oise).

a. Grains de quartz moulés les uns sur les autres.

Fig. 112. — Meulière calcarifère à Diatomées (× 400). Lumière naturelle. Sannoisien. Lagny (Seine-et-Marne).

a. Diatomée calcifiée.

Fig. 113. — Meulière calcarifère (× 40). Nicols croisés. Sannoisien. Petit-Bry (Seine).

a. Débris calcaires.

b. Gangue de calcédonite.

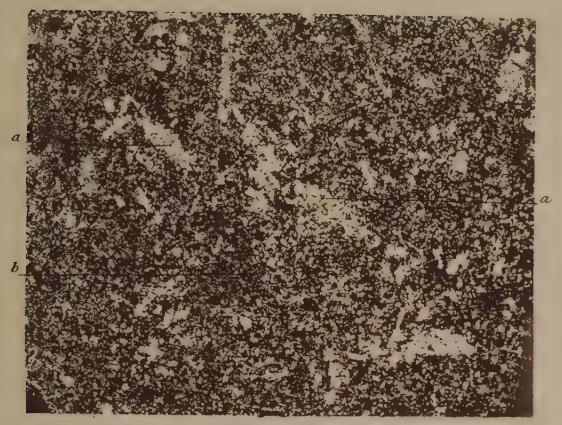


FIG. 108 _ Silex calcarifère *(Nic. crois.)* [×150]

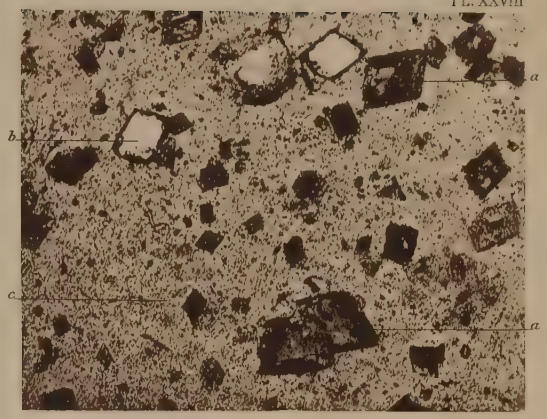


FIG. 109 _ Silex [×100]

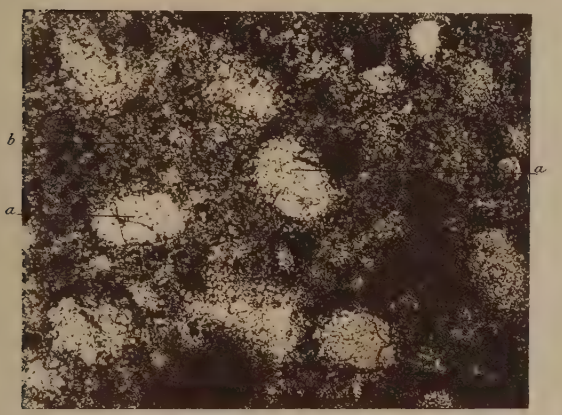


FIG. 110 _ Chaille [×150]

FIG. 111 _ Meulière *(Nic. crois.)* [×180]

FIG 112 _ Meulière calcarifère à Diatomées [×400]

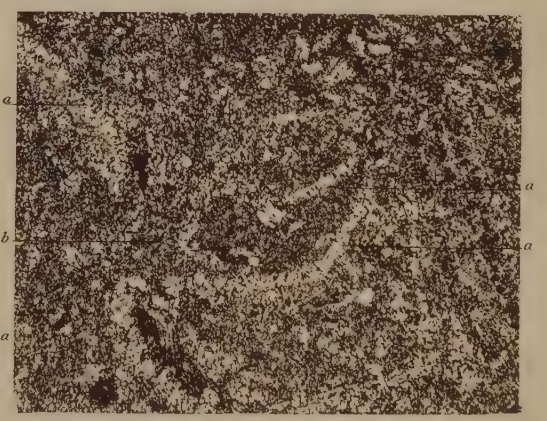


FIG. 113 _ Meulière calcarifère *(Nic. crois.)* [×40]

Clichés Ragot

Heliog. L. Massard

PLANCHE XXIX

PLANCHE XXIX.

Fig. 114. — Quartzolithe à étoilements de quartz (× 50). Nicols croisés. Purbeckien. La Chaux-des-Crotenay (Jura).

a. Sphérolithes de quartz.

b. Quartzine.

c. Quartz.

d. Calcédonite.

Fig. 115. — Quartzinite à lutécite (× 150). Nicols croisés. Éocène supérieur. Montmartre (Seine).

a. Quartz.

b. Quartzine fixée en auréole autour du quartz.

c. Section d'un cristal de lutécite passant par un axe vertical et une arête de la pyramide.

d. Calcite.

Fig. 116. — Quartzinite (× 100). Nicols croisés. Éocène supérieur. Montmartre (Seine).

a. Quartz.

b. Quartz avec liséré de quartzine.

c. Quartzine.

d. Fibres de lutécine entrecroisées autour d'un quartz central.

Fig. 117. — Silex nectique (× 100). Lumière naturelle. Bartonien. Saint-Ouen-sur-Seine (Seine).

a. Cristaux lenticulaires de gypse dissous.

b. Ciment d'opale indifférenciée.

c. Traînée argileuse.

FIG. 114.—Quartzolithe a etoilements de quartz *(Nic. crois.)* [×50]

FIG. 115.—Quartzinite à lutécite *(Nic. crois.)* [×150]

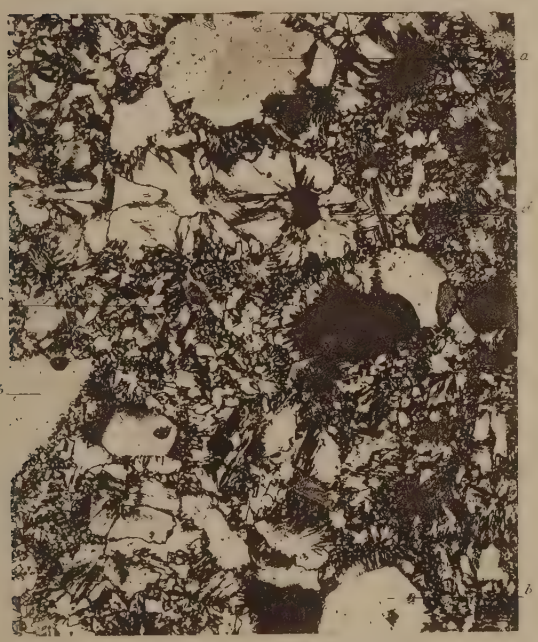


FIG. 116.—Quartzinite *(Nic. crois.)* [×100]

FIG. 117.—"Silex nectique„ [×100]

Clichés Ragot

Héliog. L. Massard

PLANCHE XXX

PLANCHE XXX.

Fig. 118. — Silex zonaire (× 1). Sénonien. Meudon (Les Moulineaux) [Seine-et-Oise].

Fig. 119. — Silex zonaire (× 1). Rauracien. Bailly, près Auxerre (Yonne).

Fig. 120. — Silex ménilite (× 1). Collection de Bournon (Collège de France). Origine inconnue.

Fig. 121. — Silex ménilite (× 1). Collection de Bournon (Collège de France). Origine inconnue.

Fig. 122. — Silex nectique (× 1). Collection de Bournon (Collège de France). Origine inconnue.

FIG. 119 _ Silex zonaire [x1]

FIG. 118 _ Silex zonaire [x1]

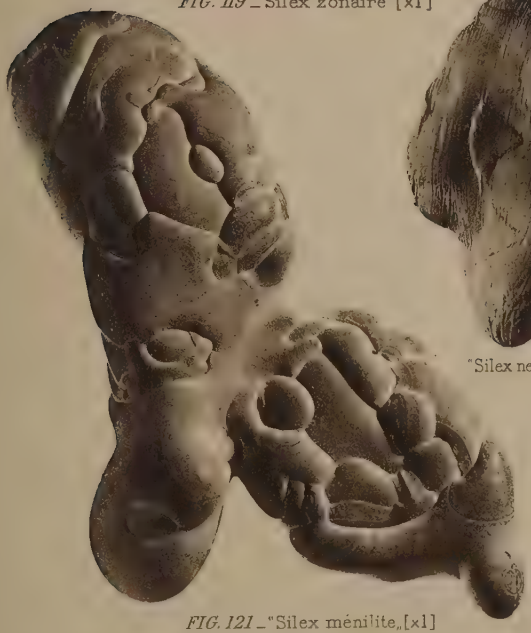


FIG. 121 _ "Silex ménilite„ [x1]

FIG.122
"Silex nectique„ [x1]

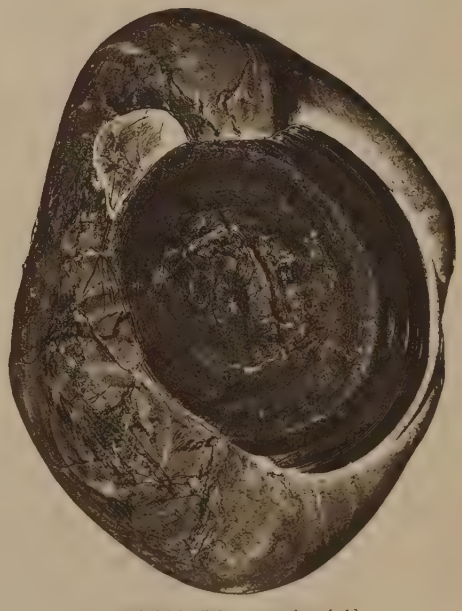


FIG. 120 "Silex meu[illegible] [x1]

Clichés Ragot

TABLE DES FIGURES.

Figures. Pages.

1. Silex en veines rectilignes et parallèles, correspondant à des diaclases. Craie à *M. c. anguinum* des environs de Sens 432
2. Silex en veines très irrégulières et amas dans la craie à Micrasters. Falaises à l'Est d'Étretat..... 432
3. Veines et réseau de silex, visibles en 1925 dans la craie à *M. c. anguinum* des environs de Sens. 433
4. Lit de silex avec inclusion de craie prolongée latéralement par un trait axial. (Craie à *M. c. anguinum* des environs de Saint-Valéry-en-Caux) 433
5. Nodules soudés à la partie supérieure d'un lit de silex. (Craie à *M. c. anguinum* des environs de Saint-Valéry-en-Caux) 467
6. Nodules soudés à la partie inférieure d'un lit de silex. (Craie à *M. c. anguinum* des environs de Saint-Valéry-en-Caux 467
7. Craie à *M. c. anguinum* divisée par de nombreuses diaclases verticales et renfermant de nombreux rognons ainsi qu'une petite veine de silex 471
8. Silex inachevé, renfermant un volumineux noyau de craie 475
9. Silex composé formé en deux temps. Craie à *I. labiatus* de Fortaveau (Loir-et-Cher)..... 486
10. Table de silex disloquée et rejetée par une faille à l'Ouest de Saint-Valéry-en-Caux. (Craie à *M. c. anguinum*)..... 584
11. Coupe de la craie à silex à l'Ouest de Saint-Valéry-en-Caux..... 585
12. Stratification entrecroisée de cordons de silex dans la craie à *M. c. anguinum* d'Étretat..... 585
13. Autre exemple de stratification entrecroisée de cordons..... 585
14. Cordons de silex et bancs de craie noduleuse, ordonnés en cuvettes concentriques, recouvertes en discordance par un banc horizontal de craie noduleuse. Falaises à l'Est d'Étretat. (Craie à *M. c. anguinum.*)..... 586
15. Cordons de silex stratifiés en cuvettes concentriques, reposant en discordance sur un banc horizontal de craie noduleuse et tronquées à leur partie supérieure par un autre banc horizontal de craie noduleuse. Falaises d'Étretat. (Craie à *M. c. anguinum.*)..... 586
16. Silex en cordons et banc de craie noduleuse, ordonnés en une sorte de pli couché, reposant sur un banc horizontal de craie noduleuse, le tout recouvert par une craie à cordons de silex horizontaux. Falaises à l'Ouest d'Étretat..... 588
17. Coupe montrant la formation d'une brèche de silex en rapport avec une rupture d'équilibre enregistrée par une craie noduleuse et une craie ravinée. Craie à *M. c. anguinum* des falaises à l'Est de Saint-Valéry-en-Caux..... 592

TABLE DES PLANCHES.

PLANCHE I.

FIG. 1. Sable marin. Tongrien. Sables de Fontainebleau. Plessis-Picquet (Seine-et-Oise).

FIG. 2. Sable fluviatile. Sables de Loire, à Mauves-sur-Loire (Loire-Inférieure).

FIG. 3. Sable glaciaire. Eybens (Isère).

FIG. 4. Sable éolien. Dunes de Gascogne. Arcachon (Gironde).

FIG. 5. Grès glauconieux à ciment d'opale. Yprésien. Mont Panisel (Belgique).

FIG. 6. Grès glauconieux à ciment d'opale. Thanétien. Radinghem (Nord).

PLANCHE II.

FIG. 7. Grès glauconieux à ciment d'opale. Thanétien. Angre (Belgique).

FIG. 8. Grès glauconieux à ciment d'opale. Yprésien. Piélon (Belgique).

FIG. 9. Grès glauconieux à spicules d'Éponges. Albien. Bracquegnies (Belgique).

FIG. 10. Grès à ciment d'opale et de calcédonite. Sparnacien. Montereau (Seine-et-Marne).

PLANCHE III.

FIG. 11. Grès glauconieux à ciment de calcédonite. Yprésien. Mont Panisel (Belgique).

FIG. 12. Grès à ciment de calcédonite. Tongrien. Cernay-la-Ville (Seine-et-Oise).

FIG. 13. Quartzite. Sparnacien. Saint-Denis d'Authou (Eure-et-Loir).

PLANCHE IV.

FIG. 14. Grès cristallisé. Grès vosgien. Raon-l'Étape (Vosges).

FIG. 15. Quartzite. Cristallophyllien. Pornic (Loire-Inférieure).

FIG. 16. Grès-quartzite à ciment ferrugineux. Ordovicien. May (Calvados).

FIG. 17. Quartzite. Grès armoricain. Sacy (Calvados).

PLANCHE V.

FIG. 18. Quartzite. Tongrien. Romainville (Seine).

FIG. 19. Quartzite feldspathique. Cambrien. Gouvy (Calvados).

FIG. 20. Quartzite feldspathique. Ordovicien. Mézidon (Calvados).

FIG. 21. Quartzite phylliteux. Terrains métamorphiques. Kastelli (Île de Crète).

Planche VI.

Fig. 22. Quartzite phylliteux. Terrains métamorphiques. Kastelli (Île de Crète).

Fig. 23. Quartzite microlithique. Landénien. Matagne (Belgique).

Fig. 24. Quartzite sphérolithique. Terrains métamorphiques. Île de Crète.

Fig. 25. Quartzite amygdaloïde. Terrains métamorphiques. Île de Crète.

Planche VII.

Fig. 26. Grès calcaire. Tongrien. Fontainebleau (Seine-et-Marne).

Fig. 27. Grès à ciment de calcite grenue. Yprésien. Cassel (Nord).

Fig. 28. Grès à ciment de calcite grenue. Bartonien. Auvers (Seine-et-Oise).

Fig. 29. Mollasse sannoisienne. Riocaud (Gironde).

Planche VIII.

Fig. 30. Mollasse aquitanienne. La Cergne. Valais (Suisse).

Fig. 31. Mollasse aquitanienne. Belmont. Valais (Suisse).

Fig. 32. Mollasse burdigalienne. Voreppe (Isère).

Fig. 33. Macigno. Gonfolino. Province de Florence (Italie).

Planche IX.

Fig. 34. Grès feldspathique argilo-ferrugineux. Permien. Lison (Calvados).

Fig. 35. Grès-quartzite argilo-ferrugineux. Grès vosgien. Senones (Vosges).

Fig. 36. Quartzite-grès argilo-ferrugineux. Grès de Burnot. Coblenzien (Belgique).

Fig. 37. Grès argilo-ferrugineux. Grès bigarré. Cap Garonne (Var).

Planche X.

Fig. 38. Itacolumite. Itacoluma (Brésil).

Fig. 39. Arkose. Cambrien. Omonville-la-Rogue (Manche).

Fig. 40. Arkose. Gédinnien. Fépin (Ardennes).

Fig. 41. Arkose. Trias. Saint-Léger-du-Bois (Saône-et-Loire).

Planche XI.

Fig. 42. Grès titanifère. Sparnacien. Le Breuillet (Seine-et-Oise).

Fig. 43. Grès houiller à ciment argilo-quartzeux. Westphalien. Hornu-et-Wasmes (Belgique).

Fig. 44. Grès houiller à ciment argileux. Westphalien. Hornu-et-Wasmes (Belgique).

Fig. 45. Grès houiller à ciment argileux. Westphalien. Hornu-et-Wasmes (Belgique).

Planche XII.

Fig. 46. Grès houiller à ciment argileux. Westphalien. Nord de Charleroi (Belgique).

Fig. 47. Grès lustré. Stampien. Bougival (Seine).

Fig. 48. Grès fluviatile. Landénien. Lignereuil (Pas-de-Calais).

Fig. 49. Grès à structure globulaire. Tongrien. Grès de Fontainebleau (Seine-et-Marne).

Planche XIII.

Fig. 50. Grès à structure globulaire. Sables de Beauchamp. Fleurines (Seine-et-Oise).

Planche XIV.

Fig. 51. Gaize. Albien. Argonne.

Fig. 52. Gaize. Cénomanien. Henrichemont (Cher).

Fig. 53. Gaize. Albien. La Reupette (Ardennes).

Fig. 54. Gaize cherteuse. Cénomanien. Humbligny (Cher).

Planche XV.

Fig. 55. Gaize. Albien. Bracquegnies (Belgique).

Fig. 56. Gaize. Campanien. Battice, près de Herve (Belgique).

Fig. 57. Gaize cherteuse à spicules d'Éponges et Radiolaires. Landénien. Bouchavesnes (Somme).

Planche XVI.

Fig. 58. Gaize. Campanien. Battice, près de Herve (Belgique).

Fig. 59. Gaize à Diatomées. Landénien. Lille (Nord).

Fig. 60. Spongolithe. Albien. Bracquegnies (Belgique).

Fig. 61. Spongolithe. Turonien. Maisières (Belgique).

Planche XVII.

Fig. 62. Spongolithe à spicules globuleux. Oxfordien. Launois (Ardennes).

Fig. 63. Spongolithe. Houiller inférieur. Mornimont (Belgique).

Fig. 64. Spongolithe d'eau douce. Stéphanien. Montgros (Gard).

Fig. 65. *Idem.*

Planche XVIII.

Fig. 66. Vase à Radiolaires consolidée. Pliocène supérieur ou Pleistocène. Chimborazo (Barbades).

ig. 67. Jaspe. Vallée de la Rochetta. Apennins (Italie).

Fig. 68. Radiolarite. Probablement Jurassique supérieur. Le Chenaillet, Mont Genèvre (Hautes-Alpes).

Fig. 69. *Idem.*

Planche XIX.

Fig. 70. Radiolarite laminée. Probablement Jurassique supérieur. Le Gondran, Mont Genèvre (Hautes-Alpes).

Fig. 71. Lydienne. Dinantien. Cabrières (Hérault).

Fig. 72. Lydienne. Dinantien. Garapel (Pyrénées).

Fig. 73. Jaspe. Ordovicien. Hartree Hill. Peebleshire (Écosse).

Planche XX.

Fig. 74. Phtanite précambrien à Radiolaires. Lamballe (Côtes-du-Nord).

Fig. 75. Phtanite précambrien. Lande de la Varde, près Coutances (Manche).

Fig. 76. Phtanite précambrien avec cristaux de quartz. Bréhec, près Paimpol (Côtes-du-Nord).

Fig. 77. Phtanite précambrien à structure globulaire. Bréhec, près Paimpol (Côtes-du-Nord).

Planche XXI.

Fig. 78. Phtanite précambrien avec réseau de matière graphiteuse. Lande de la Varde, près Coutances (Manche).

Fig. 79. Phtanite précambrien graphiteux. Monplaisir-en-la-Poterie (Côtes-du-Nord).

Fig. 80. Phtanite précambrien à structure feuilletée et amygdaloïde. Les Essarts (Vendée).

Fig. 81. Phtanite précambrien à structure feuilletée. Les Essarts (Vendée).

Planche XXII.

Fig. 82. Phtanite écrasé et bréchoïde. Précambrien. Bréhec, près Paimpol (Côtes-du-Nord).

Fig. 83. Brèche de phtanite homogène. Précambrien. Bréhec, près Paimpol (Côtes-du-Nord).

Fig. 84. Brèche de phtanites polygène. Silurien supérieur. Le Breil-en-Plessé (Loire-Inférieure).

Fig. 85. Diatomite. Sahélien. Région du Dahra (Oran).

Planche XXIII.

Fig. 86. Opale globulaire. Argile, dite à silex, de Langon (Loir-et-Cher).

Fig. 87. Chert. Argile, dite à silex. Montrichard (Loir-et-Cher).

Fig. 88. Chert. Argile, dite à silex. Chenonceaux (Indre-et-Loire).

Fig. 89. Silexite. Houiller inférieur. Horion-Hozémont (Belgique).

Fig. 90. Silexite. Viséen. Bouvignies (Belgique).

Fig. 91. Silex. Sénonien. Chapelle Saint-Martin, près Sens (Yonne).

Planche XXIV.

Fig. 92. Chert à spicules. Argile, dite à silex. Saint-Quentin (Indre-et-Loire).

Fig. 93. Silexite. Houiller inférieur. Visé (Belgique).

Fig. 94. Silexite. Dinantien. Éclaibes (Nord).

Fig. 95. Silexite à Algues. Viséen supérieur. Rocher de Poilvache, au Nord de Dinant (Belgique).

Planche XXV.

Fig. 96. Silexite. Tournaisien. Leffe (Belgique).

Fig. 97. Contact d'une silexite et d'une dolomie. Tournaisien. Flaumont-Waudrechies (Nord).

Fig. 98. Silexite dans une dolomie. Tournaisien. Flaumont-Waudrechies (Nord).

Fig. 99. Silex à spicules. Sénonien. Environs de Fécamp (Seine-Inférieure).

Planche XXVI.

Fig. 100. Silex largement cristallisé. Cénomanien. Fécamp (Seine-Inférieure).

Fig. 101. Silex largement cristallisé. Cénomanien. Fresville (Manche).

Fig. 102. Silex sphérolithique. Sénonien. Environs de Loches (Indre-et-Loire).

Fig. 103. Meulière. Sannoisien. Villejuif (Seine).

Planche XXVII.

Fig. 104. Meulière. Sannoisien. Buttes-Chaumont (Seine).

Fig. 105. Meulière concrétionnée. Aquitanien. Environs d'Orsay (Seine-et-Oise).

Fig. 106. Meulière avec débris de *Chara*. Aquitanien. Longpont (Seine-et-Oise).

Fig. 107. Meulière pétrie d'Algues calcaires. Sannoisien. Noisy-le-Grand (Seine-et-Oise).

Planche XXVIII.

Fig. 108. Silex calcarifère. Sénonien. Fécamp (Seine-Inférieure).

Fig. 109. Silex. Calcaire à *Perisphinctes transitorius*. Entre Berrias et le Bois de Païolive (Ardèche).

Fig. 110. Chaille. Oxfordien. Massif de Brégille, près Besançon (Doubs).

Fig. 111. Meulière. Aquitanien. Bellevue (Seine-et-Oise).

Fig. 112. Meulière calcarifère à Diatomées. Sannoisien. Lagny (Seine-et-Marne).

Fig. 113. Meulière calcarifère. Sannoisien. Petit-Bry (Seine).

Planche XXIX.

Fig. 114. Quartzolithe à étoilements de quartz. Purbeckien. La Chaux-des-Crotenay (Jura).

Fig. 115. Quartzinite à lutécite. Éocène supérieur. Montmartre (Seine).

Fig. 116. Quartzinite. Éocène supérieur. Montmartre (Seine).

Fig. 117. Silex nectique. Bartonien. Saint-Ouen-sur-Seine (Seine).

Planche XXX.

Fig. 118. Silex zonaire. Sénonien. Meudon (Seine-et-Oise).

Fig. 119. Silex zonaire. Rauracien. Bailly, près Auxerre (Yonne).

Fig. 120. Silex ménilite. Collection de Bournon. Origine inconnue.

Fig. 121. Silex ménilite. Collection de Bournon. Origine inconnue.

Fig. 122. Silex nectique. Collection de Bournon. Origine inconnue.

TABLE DES MATIÈRES.

Pages.

AVANT-PROPOS V

LES ROCHES SÉDIMENTAIRES DE FRANCE.

INTRODUCTION.

ROCHES SILICEUSES.

PREMIÈRE PARTIE.

ROCHES SILICEUSES D'ORIGINE ESSENTIELLEMENT DÉTRITIQUE.

CHAPITRE PREMIER. — **Roches siliceuses détritiques non consolidées** 8

BLOCS, GALETS 10

GRAVIERS, SABLES 27

SABLES QUARTZEUX 29

1. Sables marins 35

A. Sables actuels 35

B. Sables anciens 45

2. Sables fluviatiles 51

3. Sables glaciaires 64

4. Sables éoliens 70

A. Sables des dunes maritimes 70

B. Sables des dunes continentales 74

Données générales sur les sables 82

CHAPITRE PREMIER. — **Roches siliceuses détritiques non consolidées.** (*Suite.*)

Poussières et boues quartzeuses 87

1. Poussières atmosphériques 89
2. Boues quartzeuses 106

A. Boues marines 106
B. Boues fluviatiles 113
C. Boues lacustres 116

Caractères communs aux boues et poussières.

CHAPITRE II. — **Roches siliceuses détritiques consolidées** 119

Conglomérats 119

1. Poudingues siliceux 120
2. Brèches siliceuses 123

Grès 124

1. *Grès définis par leur gangue* 125

A. Grès siliceux 125

Grès siliceux proprement dits 127

a. Grès à ciment d'opale 127
b. Grès à ciment de calcédonite 131
c. Grès à ciment de quartz 133
d. Grès-quartzites 133
e. Quartzites-grès 135
f. Quartzites à ciment 138
g. Quartzites typiques 139

B. Grès calcaires 153

a. Grès calcaires proprement dits 153
b. Mollasse 156

C. Grès dolomitiques 168
D. Grès à ciment calcaréo-argileux et argilo-calcaire (macignos) 169
E. Grès argileux 174

CHAPITRE II. — **Roches siliceuses détritiques consolidées.** (*Suite.*)

GRÈS. (*Suite.*)

1. *Grès définis par leur gangue.* (Suite.)

F. Grès argilo-ferrugineux 179
G. Grès ferrugineux 185
H. Grès glauconieux 188
I. Grès manganésifère et cobaltifère 188
J. Grès phosphaté 190
K. Grès à ciment formé de matières organiques (alios) 191
L. Grès divers 193

2. *Grès dont la terminologie n'implique pas l'existence d'un ciment donné* 194

A. Grès micacés et psammites 194
B. Itacolumite 197
C. Grès feldspathiques 199
D. Arkoses 206
E. Grès glauconifères 216
F. Grès-tuffeaux 217
G. Grès titanifères 218
H. Grès houillers 221

a. Grès westphaliens 222
b. Grès stéphaniens 229

Données générales sur les grès 234

Considérations théoriques 239

Le développement de la silice secondaire et ses manières d'être 239
Le ciment, son origine et l'époque de sa mise en place 241

Ciment primordial des grès siliceux 249
Consolidation des sables à l'époque actuelle 250
Décomposition des grès 251

BOUES ET POUSSIÈRES QUARTZEUSES CONSOLIDÉES 251

DEUXIÈME PARTIE.

ROCHES SILICEUSES D'ORIGINE ESSENTIELLEMENT ORGANIQUE.

Classification des roches siliceuses caractérisées par des organismes siliceux..... 253

CHAPITRE III. — **Dépôts à spicules d'Éponges**..... 254

Dépôts anciens à spicules d'Éponges marines..... 255

A. *Gaizes*..... 255

a. Gaizes typiques..... 257

b. Gaizes désignées sous des noms divers..... 267

1. Gaizes du groupe de la Meule..... 267

2. Gaizes connues sous le nom de Têtes de chat en Belgique..... 270

3. Gaizes correspondant à une partie de la Smectique de Herve (Belgique)..... 272

4. Gaizes correspondant à une partie des tuffeaux éocènes et aux argilites. 274

Généralités..... 280

B. *Spongolithes*..... 284

Spongolithes de la Meule de Bracquegnies (Belgique)..... 285

Spongolithes du Campanien de Langeais (Indre-et-Loire)..... 288

Spongolithes à spicules globuleux de l'Oxfordien des Ardennes..... 289

Spongolithes du Houiller inférieur..... 296

Dépôts anciens à spicules d'Éponges d'eau douce..... 298

Spongolithes du Bassin houiller du Gard..... 299

Conclusions..... 301

Généralités sur les dépôts à spicules d'Éponges..... 302

Origine du ciment siliceux des gaizes et spongolithes. Sources de la silice..... 302

CHAPITRE IV. — **Dépôts à Radiolaires**..... 310

1. Vases à Radiolaires actuelles..... 310

Vases à Radiolaires émergées des Barbades..... 312

CHAPITRE IV. — **Dépôts à Radiolaires.** (*Suite.*)

2. Vases à Radiolaires des mers anciennes 315

A. Jaspes à Radiolaires [Radiolarites (*pars*)] 318

a. *Jaspes proprement dits* 318

Données générales sur les jaspes à Radiolaires 321

b. *Lydiennes* 330

c. « *Cherts* » *à Radiolaires* 338

Conclusions générales 342

Comparaison des jaspes et des vases à Radiolaires. Milieu générateur des jaspes à Radiolaires 344

B. Phtanites (Haüy) 353

Phtanites typiques en couches dans le Précambrien de la presqu'île armoricaine 355

Phtanites en couches dans le Silurien de la presqu'île armoricaine 371

Conclusions 375

CHAPITRE V. — **Dépôts à Diatomées** 378

1. Vases à Diatomées actuelles 378

A. *Vases à Diatomées marines* 378

B. *Vases à Diatomées lacustres* 380

2. Vases à Diatomées anciennes ou Diatomites 382

A. *Diatomites marines* 382

Tripoli d'Oran 383

Diatomite calcifiée du Japon 384

Diatomites phosphatisées du Nord africain 385

Dépôts à Diatomées marines accessoires ou rares 387

B. *Diatomites lacustres* 388

Spongo-diatomites 391

Conclusions 392

TROISIÈME PARTIE.

ROCHES SILICEUSES D'ORIGINE ESSENTIELLEMENT CHIMIQUE.

Classification des accidents siliceux en fonction du milieu générateur 397

CHAPITRE VI. — **Accidents siliceux en milieu siliceux** 399

1. Silice pulvérulente 399

Les manières d'être de l'argile à silex dans le Bassin de Paris 400

Caractères de l'argile à silex de la partie méridionale du Bassin de Paris 401

2. Cherts 411

Cas des cherts calcarifères 419

Conclusions 420

CHAPITRE VII. — **Accidents siliceux en milieu calcaire** 423

1. Les accidents siliceux en milieu calcaire marin 423

I. Silex 423

Généralités 429

A. *Silex à structure cryptocristalline* 430

Mode de gisement 430

Caractères physiques 434

Composition chimique 436

Analyse micrographique 437

Cas particulier des silex zonés 441

Matériaux non siliceux des silex typiques 443

1. Silex à témoins de craie. — Silex pseudo-bréchoïdes et silex cariés 443

2. Silex des craies phosphatées 446

B. *Silex à structure non cryptocristalline* 448

Silex cénomanien des environs de Fécamp (Val-aux-Clercs) 449

Silex cénomanien de Fresville (Manche) 450

CHAPITRE VII. — **Accidents siliceux en milieu calcaire.** (*Suite.*)

1. Les accidents siliceux en milieu calcaire marin. (*Suite.*)

I. Silex. (*Suite.*)

B. *Silex à structure non cryptocristalline.* (Suite.)

Silex oolithiques 451

Cas particulier d'un silex sphérolithique 453

Conclusions 453

C. *Patine des silex de la craie* 455

Types de patines 460

Cas particulier de la patine des silex zonés 462

Conclusions 463

D. *Types de silex importants au point de vue génétique* 466

a. Silex en lits 466

b. Silex en veines 468

c. Silex inachevés et silex creux 473

Accroissement endogène des silex inachevés 476

d. Silex cariés (*pars*) 479

e. Silex des craies magnésiennes 480

f. Silex formés en deux temps 485

Interprétation des silex composés 489

g. Silex métamorphiques 491

II. Chailles 491

1. Chailles oxfordiennes de Franche-Comté 494

2. Chailles calloviennes du Nivernais 496

3. Chailles décalcifiées 499

Résultats généraux et conclusions 501

III. Silexites («Phtanites» et «Cherts» en nodules et lits du Calcaire carbonifère) 506

Mode de gisement et caractères physiques des silexites 508

A. *Silexites des calcaires* 511

1. Silexites qui reflètent plus ou moins les caractères de la roche-mère. 511

2. Silexites dans lesquelles les caractères de la roche-mère sont indiscernables 513

CHAPITRE VII. — **Accidents siliceux en milieu calcaire.** (*Suite.*)

1. Les accidents siliceux en milieu calcaire marin. (*Suite.*)

III. Silexites («Phtanites» et «Cherts» en nodules et lits du Calcaire carbonifère). (*Suite.*)

A. *Silexites des calcaires.* (Suite.)

3. Silexites à structure zonaire 514

4. Silexites à structure bréchoïde 517

Caractères généraux des silexites en milieu calcaire 518

B. *Silexites des dolomies du Calcaire carbonifère* 533

Résultats généraux et conclusions 539

Généralités sur les silexites 541

Diagnostic des silexites 543

Question de la patine. Altération des silexites 544

Mode d'accroissement des silexites 547

Classification des silexites 547

Origine des silexites 548

Époque de formation des silexites. Origine de la silice 550

IV. Généralités sur la formation des accidents siliceux en milieu calcaire marin 553

Sources de la silice 553

Origine minérale 554

Origine organique 556

Les spicules d'Éponges, source de silice pour les silex 559

Mécanisme de la formation des silex 565

Dissolution de la silice des spicules 565

Précipitation de la silice 569

Précipitation périodique de la silice des silex en cordons et lits 571

Forme des silex 575

Mode d'accroissement des silex 579

Époque de la formation des silex 581

Les faits nouveaux et leurs enseignements 583

Problème général de la formation des silex 599

Cas des silexites et des chailles 604

CHAPITRE VII. — **Accidents siliceux en milieu calcaire.** (*Suite.*)

2. Les accidents siliceux en milieu calcaire, lagunaire et lacustre. 606

A. « *Silex* » *des caillasses calcaires* 606

« Silex » à base de quartz (*quartzolithe*) 607

Silex à base de calcédonite 608

« Silex » à facies de gaize, spongolithe et chert. 609

« Silex » formés de calcédonite, quartzine et quartz 609

« Silex » à base de quartz et de *Miliolites* (*Quartzolithes à Miliolites*) . . . 611

Silex à Foraminifères et Diatomées 611

Conclusions 613

B. « *Silex* » *du calcaire de Saint-Ouen* (*pars*) 614

Calcaires silicifiés 615

C. « *Silex* » *du calcaire blanc de l'Agenais* 616

D. « *Silex* » *du Travertin de Champigny* 617

E. *Meulières* 621

Meulières de Brie et de Beauce 622

Caractères physiques 623

Mode de gisement 624

Constitution minéralogique des meulières 625

Meulière à facies de quartzolithe 626

Meulière à facies de silex 627

Microstructure des meulières 631

Composition chimique des meulières 631

Rôle des organismes dans la constitution des meulières 632

Meulières calcarifères et leurs transformations 640

Meulière calcarifère à structure bréchoïde 641

Meulières bréchoïdes non calcarifères 643

Décalcification de la meulière 644

Origine de la meulière 648

Les théories de la meuliérisation 654

Coup d'œil d'ensemble sur les accidents siliceux en milieu calcaire lagunaire et lacustre 660

CHAPITRE VIII. — **Les accidents siliceux en milieu marneux et argileux** 662

Silex ménilites des environs de Paris 662

CHAPITRE IX. — **Les accidents siliceux en milieu gypseux** 667

1. Silex nectiques 667

2. « Silex » purbeckiens 673

3. » Silex » des gypses lutétiens et bartoniens 674

4. « Silex » du gypse ludien 676

Origine de la silice des accidents siliceux en milieu gypseux 679

CHAPITRE X. — **Généralités sur les roches siliceuses** 682

1. Données générales sur les roches siliceuses d'origine essentiellement chimique 682

Origine première de la silice 682

Causes de la variété des accidents siliceux en milieu siliceux et calcaire 683

Facies minéralogique des accidents siliceux, fonction de la nature des roches-mères 683

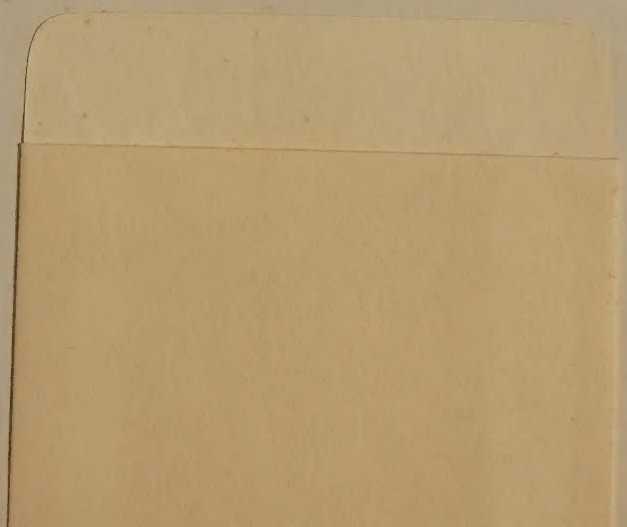
Considérations sur la terminologie des accidents siliceux d'origine essentiellement chimique 686

2. Considérations sur la silice des roches siliceuses 688

Importance de la silice organique 688

Les états de la silice en fonction du facteur temps 691

Table des figures 757

Table des planches 759

552.5
fC38ns